Geologie und speziell die Tektonik des Moro-Gebirges nordwestlich Täbriz/Iran

von

Schahin Hassanzadeh Agiri

aus

Rascht/Iran

1980

1981 № 43

Digitized by the Internet Archive
in 2026

https://archive.org/details/IA41546215_0065

Geologie und speziell die Tektonik des Moro-Gebirges nordwestlich Täbriz/Iran

Den Naturwissenschaftlichen Fakultäten

der Friedrich-Alexander-Universität Erlangen-Nürnberg

zur

Erlangung des Doktorgrades

vorgelegt

von

Schahin Hassanzadeh Agiri

aus

Rascht/Iran

Als Dissertation genehmigt von den Naturwissenschaftlichen Fakultäten der Universität Erlangen-Nürnberg

UNIV.
LEIDEN
BIBL.

Tag der mündlichen Prüfung: 11.9.1980

Vorsitzender der Promotionskommission : Professor Dr. H. Wegener

Erstberichterstatter: Professor Dr. W. Schwan

Zweitberichterstatter: Professor Dr. K. Poll

Seite

Vorwort 4

1. Einleitung 6

1.1 Geographischer Überblick und Lage des Arbeitsgebietes 6

1.2 Erforschungsgeschichte 9

1.3 Problemstellung 11

2. Stratigraphie 11

2.1 Präkambrium 11

2.1.1 Kehar-Formation 11

2.1.2 Bayondor-Formation 18

2.1.3 Soltanieh-Formation 20

2.2 Paläozoikum 21

2.2.1 Barut-Formation 21

2.2.2 Lalun-Formation 24

2.2.2.1 Zaigun Schiefer 25

2.2.2.2 Lalun-Sandstein 27

2.2.3 Mila-Formation 31

2.2.4 Geirud-Formation 36

2.2.5 Perm 40

2.2.5.1 Dorud-Formation 41

2.2.5.2 Nessen-Formation 43

2.3 Mesozoikum 52

2.3.1 Elika-Formation 52

2.3.2 Shemshak-Formation 57

2.3.3 Lar-Formation 61

2.3.4 Tiz-Kuh-Formation 64

2.4 Känozoikum 72

2.4.1 Tertiär 72

2.4.1.1 Sofian-Formation 72

2.4.2 Quartär 75

3. Magmatische Gesteine 77

3.1 Syenit 77

3.2 Melaphyr 79

3.3 Monzonit 80

3.4 Diabase 83

3.4.1 Augit-Diabas 84

3.4.2 Chlorit-Diabas 85

3.4.3 Diabase der Unterkreide 86

Seite

4. Tektonik 87
   4.1 Schichtung 87
   4.2 Klüftung 104
   4.3 Fotolineationen 114
   4.4 Faltungen 123
   4.5 Störungen 124
      4.5.1 Täbriz-Störung 124
      4.5.2 Moro-Störungssystem 131
         4.5.2.1 Aufschiebungen 131
         4.5.2.2 Blattverschiebungen 135
         4.5.2.3 Abschiebungen 138
5. Paläotektonik und Paläogeographie 142
6. Zusammenfassung 151
7. Literaturverzeichnis 154

VORWORT

Die vorliegende Arbeit über die Geologie des Moro-Gebirges im NW von Täbriz in Iran beschäftigt sich mit der Stratigraphie, Tektonik und Petrographie dieses bis jetzt fast unerforschten Gebietes.

Für die Anregung zu dieser Arbeit und Vergabe des Themas danke ich meinem verehrten Lehrer, Herrn Prof. Dr. W. SCHWAN (Erlangen). Für sein stetes Interesse, mit dem er meine Arbeit sowohl im Gelände als auch im Labor gefördert hat, möchte ich ihm herzlich danken. Der paläontologischen Abteilung des Geol. Survey of Iran, besonders aber Herrn Dr. MEHRNUSH möchte ich für die Fossilbestimmungen danken. Weiterhin danke ich Herrn Prof. Dr. E. FLÜGEL (Erlangen) und seinen Mitarbeitern, den Herren Dr. H. KEUPP und Dr. B. SENOBARI-DARJAN (alle Erlangen), für die Durchsicht einiger Karbonatschliffe.

Außerden gilt mein Dank Herrn Dr. Z. POURABRISCHAMI (Täbriz) für die Bestimmung der tertiären Mikrofauna aus dem Moro-Gebirge. Mein besonderer Dank gilt Herrn EFTEKHAR-NEZHAD (Geol. Survey of Iran) für gemeinsame Geländebegehungen und fruchtbare Diskussionen im Aufschluß sowie für die schwierige Beschaffung von Arbeitsunterlagen. Herr. Prof. Dr. K. POLL und Herr. Dr. S. SCHÜFFLER (alle Erlangen) haben mir oft mit Rat und Tat zur Seite gestanden.

Außerdem möchte ich Frl. cand. geol. B. BENZ und den Herren Dipl. Geol. H. ECKL, Dipl. Geol. B. REICHEL und Dipl. Geol. L. WAEBER (alle Erlangen) danken, die die schwierige Aufgabe der Durchsicht und Korrektur meiner Arbeit hatten.

Der geologischen Abteilung der Universität Täbriz und der Universität Täbriz bin ich für die Bereitstellung der Geländewagen sowie für die Erlaubnis, diese Arbeit in Deutschland fertigzustellen, sehr dankbar.

Zur Schreibweise von Ortsnamen sei bemerkt, daß die persischen Ortsnamen nicht direkt in lateinische Buchstaben übertragen werden können. Deshalb wurde eine Schreibweise nach der Aussprache herangezogen, die sich jedoch nicht immer mit der englischen Schreibweise von STÖCKLIN (1971) deckt.

1. EINLEITUNG

1.1 Geographischer Überblick und Lage des Arbeitsgebietes

Das Moro-Gebirge in Azarbaidjan (Iran) liegt am ENE-Rand des Urmiah-Beckens, zwischen 46° bis 46° 13' 45'' nördlicher Breite und 38° 12' 33'' bis 38° 19' östlicher Länge, etwa 30 km NW'Täbriz an der Straße von Täbriz nach Marand (Abb. 2). Die Länge des Moro-Gebirges beträgt 15 km und seine größte Breite ca. 9 km. Das gesamte Gebirgsmassiv nimmt eine Fläche von ca. 125 km^2 ein. Die höchste Erhebung, der Pirmusa mit 2178 m über NN, liegt etwa 900 m über dem Spiegel des Urmiah-Sees (Abb. 1).

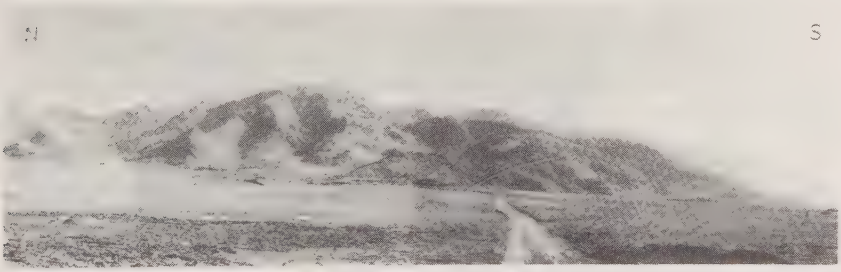


Abb. 1: Blick von NW auf das Moro-Gebirge

Die morphologische Ähnlichkeit dieses Gebirges mit dem W' benachbarten Mischo-Gebirge ist sehr auffallend. Infolgedessen werden diese WNW - ESE streichenden Gebirgsketten in der Regel zusammengefaßt und als Mischo-Moro-Gebirge bezeichnet. Es gibt allerdings auch einige morphologische Unterschiede:

a. Das Mischo-Gebirge ist im allgemeinen höher (Almandar 3155 m) als das Moro-Gebirge. Das Moro-Gebirge kann als die ESE Fortsetzung und als Ausklang des Mischo-Gebirges betrachtet werden.

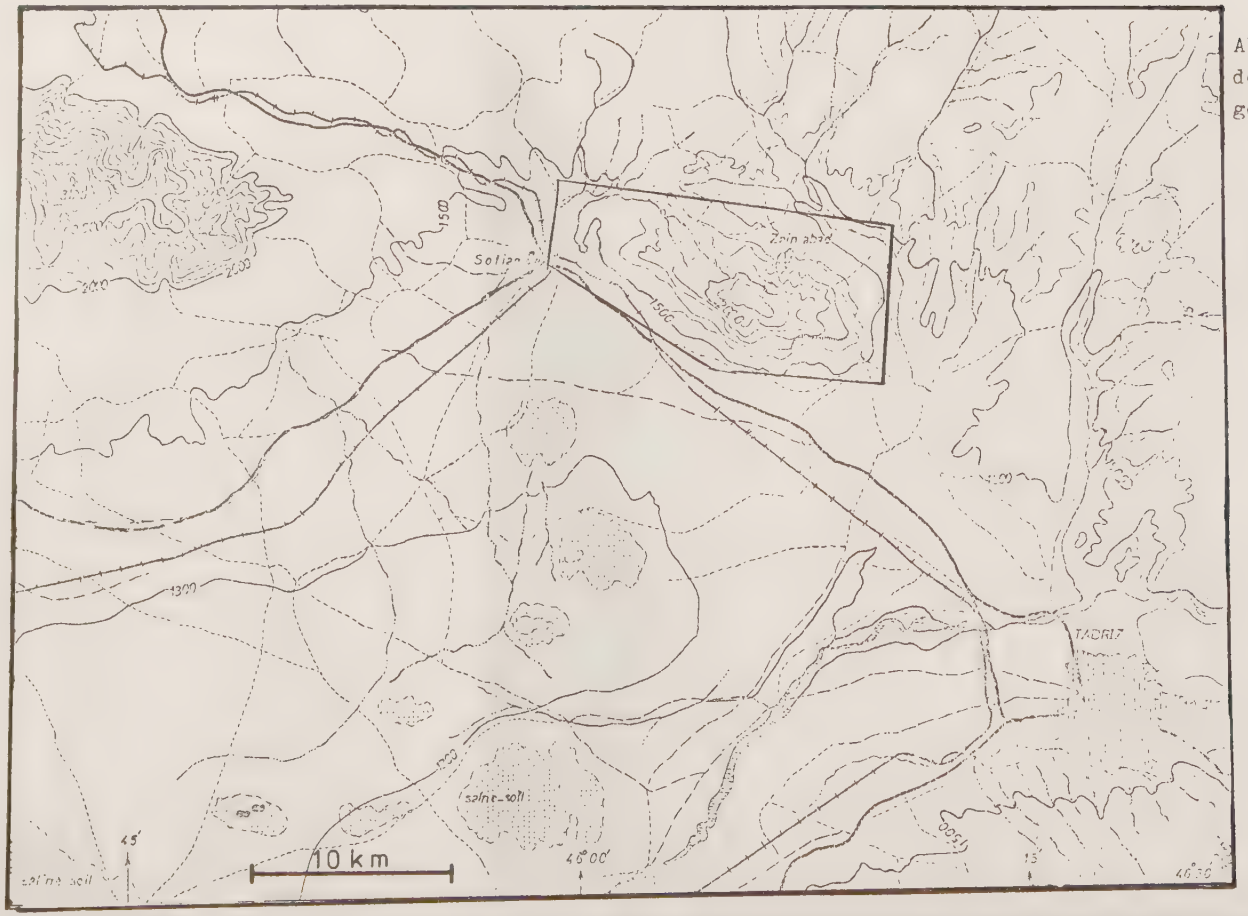


Abb.2. Lage der Arbeitsgebietes

b. Während die Kammlinie des Mischo-Gebirges die Wasserscheide zwischen Urmiah-See im S und Kaspischem Meer im NE bildet, liegt das Moro-Gebirge ganz im Einzugsgebiet des Urmiah-Sees.

Das Arbeitgebiet gehört zu den kontinentalklimatischen Hochgebirgen des Zentral-Iran. Die Tagestemperaturmaxima von Sommer und Winter liegen bei + 39° bzw. -38°C. Die durchschnittlichen Temperaturen betragen - 12° C im Winter und + 12° C im Sommer (NABISI, 1975). Die jährliche Niederschlagsmenge beträgt im Durchschnitt 250 - 300 mm. Das Niederschlagsmaximum liegt in den Monaten April und Mai, das Niederschlagsminimum in den Monaten Juli und Oktober. Hauptwindrichtung ist von E nach W gerichtet, während im Herbst und Winter W- und SW-Winde vorherrschen. Vereinzelte Sanddünen (Barchane) mit ca. 40 m Höhe und ca. 400 m Breite an der W-Seite des Moro-Gebirges zeugen von den genannten W- und SW-Winden.

Geologisch gehört das Moro-Gebirge zu dem "Zentraliranischen Gebirge", das sich von Azarbaidjan bis Belutschestan hinzieht (STAHL 1911). GANSSER (1960) nennt dieses Gebiet eine "Bruch- und Aufschiebungszone" und grenzt es von dem Zagros- und Alborzgebirge ab. Auch ABDALIAN (1962) rechnet das Gebiet E' der Zagros-Überschiebung in Azarbaidjan zum Zentral-Iran und sieht dieses als SE-Fortsetzung der Anatoliden an. Bei STÖCKLIN (1968), der eine erste grundlegende geologisch - tektonische Gliederung des Iran veröffentlichte, gehört der größte Teil der Provinz Azarbaidjan - also auch das Moro-Gebirge - zum Zentral-Iran. In dieser Arbeit wird auch die enge fazielle Beziehung zum Alborz-Gebirge hervorgehoben (PILGER 1971; STÖCKLIN 1973, 1974, 1977). Nach NABAVI (1971), der den Iran in vier Großeinheiten gliederte, gehört das Arbeitsgebiet zu der Zentral-Iranischen Großeinheit.

1.2 Erforschungsgeschichte

Wegen seiner günstigen geographischen Lage und der unmittelbaren Nähe zur Stadt Täbriz sowie dem Transit- und Karawanenweg nach Europa war das Moro-Gebirge schon den ersten europäischen Geologen und den an der Geologie interessierten Besuchern des Iran aufgefallen. Unter ihnen waren z. B. STAHL als persischer Postoberinspektor oder HOUTH-SCHINDLER als Generalinspektor der persischen Telegraphenlinie. Die Erforschungsgeschichte beginnt mit

ABICH H. (1856) : Veröffentlicht eine Analyse der chemischen Zusammensetzung des Urmiah-Sees und eine Arbeit über die physische Geographie im Raum Täbriz auf Grund der Arbeiten des russischen Kartographen KHANIKOFF.

BLAU O. (1862) : Machte eine Reise und berichtete u. a. auch über die Mischo-Moro-Terrassen.

ABICH H. (1878-1887) : Verfaßt eine dreibändige Arbeit über "Geologische Forschungen in den Kaukasischen Ländern", die er im Auftrag der russischen Regierung von 1844 - 1876 bereiste. Er befaßt sich in dieser Arbeit auch kurz mit der Geologie des Raumes um Täbriz, wobei er hier paläozoische Schichten (Moro?) vermutet.

STAHL (1904, 1907) : Gibt Hinweise auf Kalke der obersten Kreide im Moro-Gebirge.

MORGAN (1905) : Verfaßt einige Reiseberichte über verschiedene Regionen des Irans, u. a. auch über den Raum Täbriz und über den Urmiah-See.

STAHL (1909) : Veröffentlicht eine kurze Beschreibung des NW-Teils des Moro-Gebirges bis Tschille-Khane.

STAHL (1911) : Schreibt die erste zusammenfassende Arbeit über die Geologie von Iran. Er erwähnt kurz die Täbriz-Störung und das

Miozän des Moro-Gebirges.

RIEBEN (1934) : Gibt in seiner Doktorarbeit unter dem Titel "Contribution a´la Geólogie de l´Azarbaidjan/Persan" die erste vollständige Karte von Azarbaidjan im Maßstab 1 : 500000 heraus. In dieser Arbeit befaßt er sich auch mit dem Mischo-Moro-Gebirge (S. 64 - 76). Er untergliedert die Gesteine des Mischo-Gebirges wie folgt:

a. Gabbro
b. alte Schiefer
c. Granit und Porphyr
d. Komplex aus hellroten Sandsteinen
e. fragliche oberpermische und sichere triadische Kalke
f. fragliche jurassische Kalke und Sandsteine
g. Kreidekalke mit Barreme - Apt-Alter
h. marines Unter-Neogen
i. Salz- und Gipsformation
j. geschichtete Sandsteine und Tuffe pontischen Alters mit eingeschalteten Andesiten
k. junges und altes Alluvium
l. äolische Ablagerungen

Diese Arbeit ist bis heute noch die ausführlichste Veröffentlichung über das Mischo-Moro-Gebirge. Die folgenden Arbeiten streifen nur noch nebenbei das Mischo-Moro-Gebirge:

FURON (1940) : Befaßt sich mit der Stratigraphie von Iran, Afghanistan und Belutschestan. Speziell mit dem Moro-Gebirge befaßt er sich nur unter dem Hinweis auf RIEBEN (1934), STAHL (1911) und ABICH (1878 - 1887).

BERBERIAN & ARSHADI (1976) : Kartieren die Täbriz-Störung im Raum Täbriz zwischen dem Moro-Gebirge und Basmendj im Maßstab 1 : 50 000.

1.3 Problemstellung

Eine Hauptaufgabe dieser Arbeit war es, für das bis heute weitgehend unerforschte Moro-Gebirge NW Täbriz (Iran) eine detaillierte geologische Karte zu erstellen. Wegen der fehlenden topgraphischen Karten wurden dazu Luftbilder im Maßstab 1 : 20 000 herangezogen. Eine Aufgliederung der Schichtenfolge und die Erstellung einer möglichst feinen stratigraphischen Unterteilung sowie die petrographische Untersuchung der einzelnen Gesteinskörper waren die Schwerpunkte der Arbeit.
Mit Hilfe der kleintektonischen Arbeitsweise wurde versucht den Gebirgsbau des Moro-Gebirges zu analysieren und eventuell auftretenden Stockwerksbau zu erkennen.
Aus den so gewonnenen Ergebnissen sollten dann die Beziehungen des Moro-Gebirges zu seiner Umgebung und zu den anderen geologisch-tektonischen Einheiten im Iran abgeleitet werden. Ferner waren die Einwirkungen der immer wieder aktiven Täbriz-Störung, die wohl als Lineament zu betrachten ist, auf das Moro-Gebirge und seine Umgebung herauszuarbeiten.

2. STRATIGRAPHIE [1)]

2.1 Präkambrium

2.1.1 Kehar-Formation

GANSSER (1955) berichtete erstmals aus dem Ost-Iran von präkambrischen Schichten, die von ihm und später von STÖCKLIN (1960, 1962) Gorgan-Schiefer bzw. Kalmorz-Formation genannt wurden. Gleichaltrige Schichten fanden HUCKRIEDE et al. (1962) in der Provinz Kerman (SE-Iran) und nannten sie Morad-Serie. GANSSER & HUBER (1962)

---

1) Prinzipiell ist für die folgenden Kapitel zu bemerken: Da in Persien vorwiegend Literatur aus dem englischen Sprachraum Einzug gefunden hat, wird das im Text wiederholt auftauchende Wort "Formation" stets in seinem englischen Sinne angewendet.

berichteten von präkambrischen Schichten im Alam-Kuh-Gebiet und STÖCKLIN et al. (1964) aus der Region Zanjan (Azarbaidjan; Abb. 3). Letztere unterteilen das zentraliranische Präkambrium in:

a. Metamorphic Rocks

b. Nonmetamorphic Rocks

Die "Nonmetamorphic Rocks" oder Kehar-Formation (STÖCKLIN et al. 1964) sind im Alborz und in Azarbaidjan weit verbreitet und wurden in verschiedenen Teilen des Zentral-Alborz von Züricher Doktoranden Mitte der 60-iger Jahre kartiert und beschrieben.

Das Typusprofil wurde von DEDUAL (1967, S. 15) bearbeitet und liegt an dem Kuh-e-Kehar im Zentral-Alborz. Die ältesten Schichten in Azarbaidjan wurden von VACHE (1969) als "prädevonische Schiefer", von BEGLARI (1975) als "saure Orthogneise und dunkelgraue Phyllite" und von ALAVI et al. (1973) als "Hochmetamorphe Amphibolitgneise, Amphibolschiefer und Biotitschiefer" aus der Gegend von Maku (NW-Azarbaidjan) beschrieben.

Speziell aus meinem Arbeitsgebiet waren bisher präkambrische Schichten nicht bekannt.

Am NW-Rand des Arbeitsgebietes steht die Kehar-Formation in einem Tal bei Garos in der Nähe von Sofian an. Es handelt sich hauptsächlich um graugrüne bis hellgelbe kieselige Schiefer sowie Dolomit- und Sandsteinbänke. Die Sandsteine sind im allgemeinen feinkörnig und graugrünlich. Die Schieferpartien sind dünnschichtig bis blättrig, zum Teil serizithaltig mit geringem Metamorphosegrad (CARTLER 1971), ähnlich wie im oberen Präkambrium E-Anatoliens (BRINKMANN 1976). Es kommen auch Gänge von verschiedenen Diabasen vor. Der Dolomit ist rekristallisiert und meist dickbankig.

Die Liegend- und Hangend-Grenzen der Kehar-Formation sind in meinem Arbeitsgebiet nicht feststellbar, denn die Aufschlüsse ragen inselförmig aus den miozänen Transgressionskonglomeraten heraus, oder es liegen Störungen vor. Die größten derartigen Vorkommen sind am Weg von Sofian nach Garos mit folgendem Profil aufge-

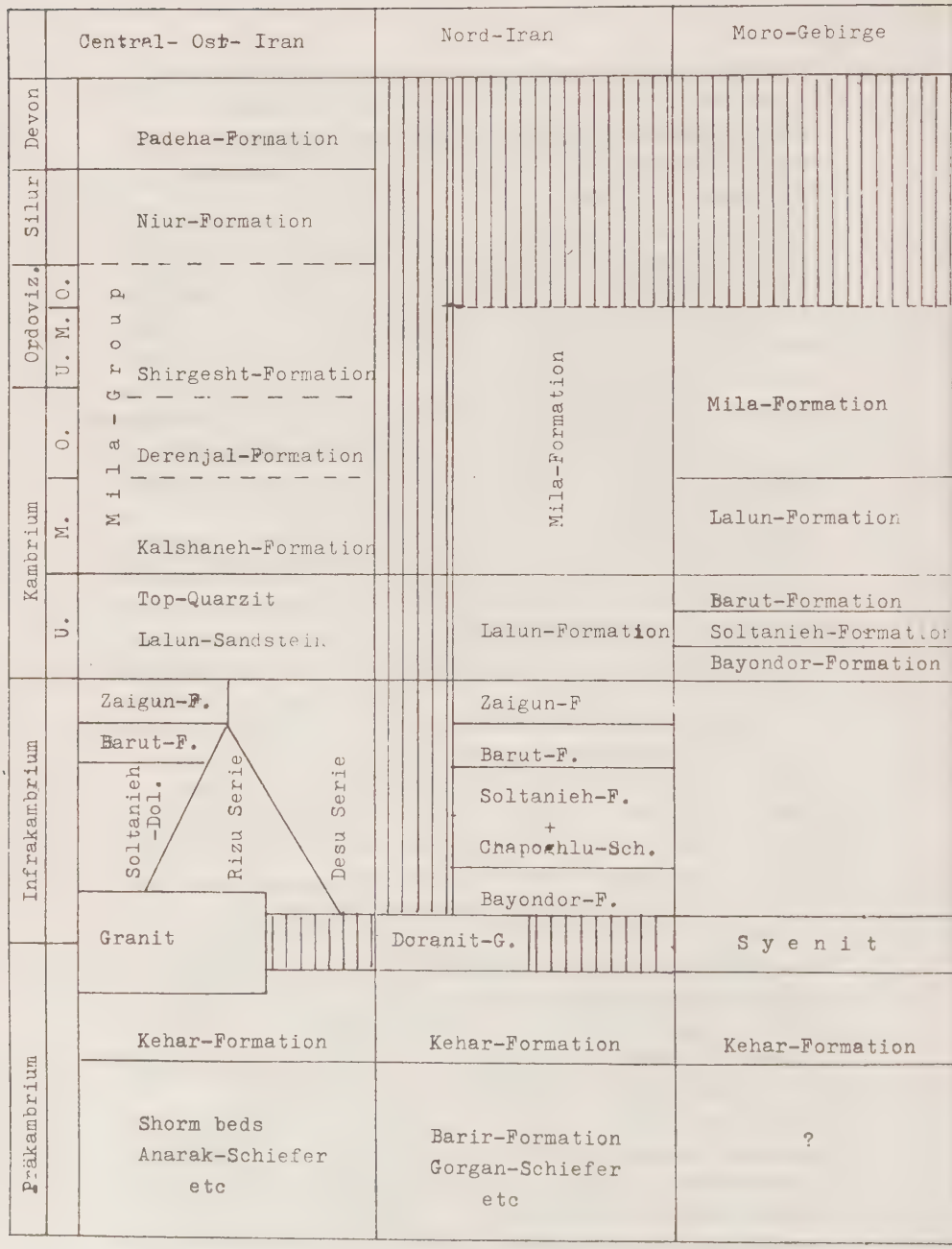


Abb.3. Stratigraphische Tabelle des Präkambrium und unteren Paläozoikum in Central-,Ost-,und Nord-Iran sowie im

schlossen (Abb. 4 und 5):

Hangendes:

		miozänes Transgressionskonglomerat
25.	5,7 m	grüne, glänzende, feinkörnige Schiefer, serizithaltig
24.	19,0 m	Diabas, grobkörnig
23.	20,7 m	grüne bis hellgrüne, plattige, sandige Schiefer
22.	147,0 m	Diabas, tiefgrün und feinkörnig
21.	52,5 m	Wechsellagerung von braun-gelben bis grünen Schiefern und feinkörnigen Sandsteinen. In den Schiefern zum Teil Schieferknollen und Rippelmarken
20.	2,3 m	graugrüne, grobkörnige Sandsteinbank
19.	38,8 m	schwarze, dünnplattige Schiefer
18.	1,2 m	graue, grobkörnige, massige Sandsteinbank
17.	28,9 m	grüne bis hellgrüne, plattige Schiefer
16.	2,2 m	Diabas
15.	5,0 m	braunschwarze bis schwarze Sandsteine mit braunen Flecken
14.	23,8 m	hellgrauer, rekristallisierter, hellbraun verwitternder Dolomit
13.	16,0 m	porphyrischer Diabas mit großen Feldspateinsprenglingen
12.	3,5 m	grauer bis grünlich-gelber, gebankter, feinkörniger Dolomit
11.	11,6 m	Wechsellagerung von grünen, plattigen, harten Schiefern mit braunen bis schwarzen feinkörnigen Sandsteinen
10.	9,5 m	schwarze bis dunkelgrüne, zerbrechliche Schiefer
9.	7,3 m	Diabaslager, feinkörnig
8.	24,2 m	grüne, leicht zerbrechliche Schiefer, wechellagernd mit grünen Sandsteinen
7.	25,5 m	schwarz-grüne, harte, mit Kalzit geäderte Schiefer
6.	22,4 m	Diabas, feinkörnig mit kleinen Pyritwürfeln
5.	2,7 m	mittelbankiger, schwarz-grüner, feinkörniger Sandstein, z. T. besonders in den oberen

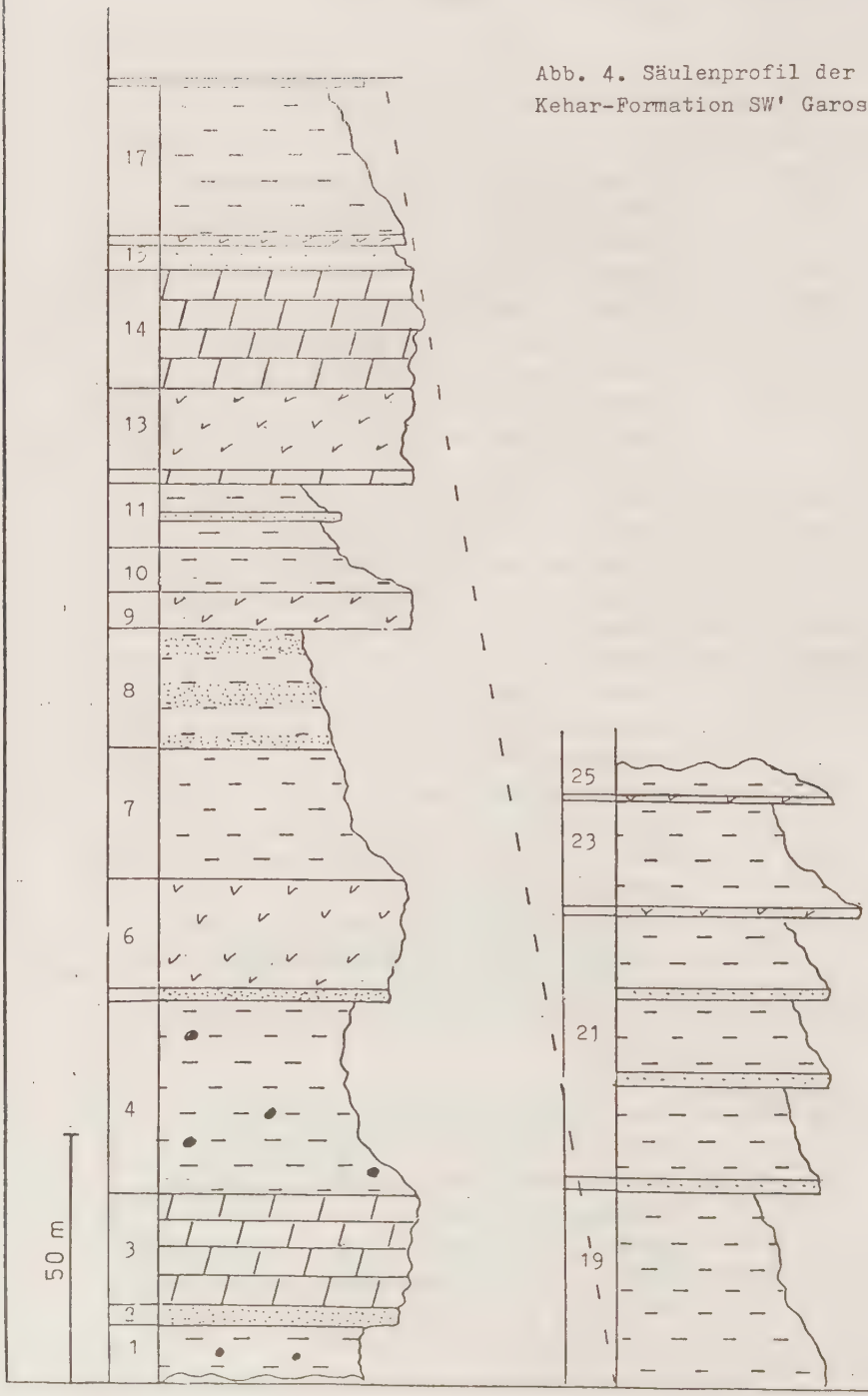


Abb. 4. Säulenprofil der Kehar-Formation SW' Garos.

		Partien glimmerreich und braun angewittert
4.	38,9 m	schwarze, sandige Schiefer mit Schiefer-knollen bis 20 cm Durchmesser
3.	20,8 m	heller bis grauer, gelbbraun verwitternder rekristallisierter, dickbankiger Dolomit
2.	3,0 m	schwarz-graue, dm-dicke, gebankte, grobkörnige, harte Sandsteine
1.	12,0 m	schwarze, plattige, glimmerreiche, knollen-haltige Schiefer
Liegendes:		Durch miozänes Transgressionskonglomerat verhüllt.

Die Sandsteine bestehen vorwiegend aus schlecht gerundeten Feldspäten und Quarzen (MEYER 1967, S. 22) und geben einen Hinweis auf einen geringen Transportweg.

Die Kehar-Formation ist bei Kuh-e-Kehar ca. 1600 m mächtig (DEDUAL 1967, S. 16). Allerdings muß gesagt werden, daß DEDUAL die über der Kehar-Formation liegende Bayondor-Formation mit zu jener hinzugerechnet hat. Die eigentliche Kehar-Formation im Sinne von STÖCKLIN et al. (1964) ist bei Zanjan 1100 m (STÖCKLIN et al. 1964, S. 8) bzw. bei Kerman ca. 500 m (HUCKRIEDE et al. 1962, S. 19) mächtig. In Azarbaidjan einschließlich dem Moro-Gebirge ist die Kehar-Formation mit dem Vorkommen im Zanjan-Gebiet vergleichbar und dürfte danach etwa 1000 m umfassen.

Fossilien waren aus der Kehar-Formation bisher nicht bekannt (ALLENBACH 1966, S. 21; DEDUAL 1967, S. 17; MEYER 1967, S. 33; STÖCKLIN et al. 1971, S. 135). In einem Seitental des Weges nach Garos, gegenüber dem beschriebenen Profil (S.), ca. 200 m SE in einem Kehar-Aufschluss (Abb. 4) fanden sich in Dolomitbänken mehrere Stromatolithen. Bis jetzt waren Stromatolithen nur aus dem höheren Soltanieh-Dolomit bekannt. Die im Arbeitsgebiet gefundenen Stromatolithen können jedoch nicht dem Soltanieh-Dolomit zugeordnet werden, da es sich um eine deutlich unterschiedliche Fazies handelt. Sie sind somit die ältesten bekannten Lebensspuren aus dem Iran (Abb. 5).

Abb. 5. Kehar-Profil am Weg von Sofian nach Garos.

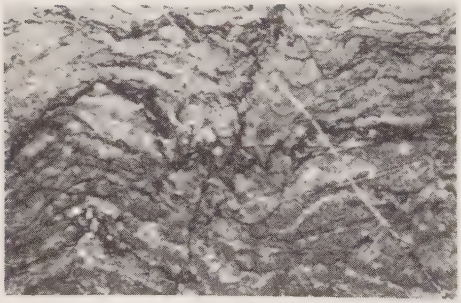


Abb. 6. Stromatoliten aus der Kehar-Formation (2.5 X) SW' Garos.

Abb. 7. Diabasgang in der Barut-Formation im Mazrahe-Tal.

Stromatolithen aus präkambrischen Gesteinen sind aus anderen Gegenden bereits bekannt. PENTON C. L. & PENTON M. A. (1939) berichten aus NW-Kanada sowie Wyoming über Fund von Colonia septentrionalis nov. sp. und Hadophycus immanis nov. sp. . GLÄSSNER et al. (1969) fanden ähnliche Formen in Australien. Schliesslich beschreibt SCHNITZER (1971) Stromatolithen aus dem Kurnool-System (1100 - 800 my) und Vindhyan-System (700 - 750 my) sowie aus dem Chattisgrath-System. Die neuen Funde von Stromatolithen in meinem Arbeitsgebiet lassen einen Vergleich mit den genannten Systemen zu. Die Fazies des Zentraliranischen Präkambriums läßt sich demnach ohne weiteres mit den oben genannten Systemen korrelieren (SCHNITZER 1971, S. 39).

Das Alter der Kehar-Formation ist jüngeres Präkambrium (STÖCKLIN et al. 1964, S. 8; MEYER 1967, S. 23) bis unterstes Kambrium (GLAUS 1965, S. 9).

Die Kehar-Dolomite, in denen sich die Stromatolithen finden, zeigen ein flach-marines Mileu an (Rippelmarken). STÖCKLIN et al (1964) nehmen an, daß diese Schichten einer Eugeosynklinalfazies zuzurechnen sind. Da aber die Fazies der gesamten darüberliegenden Schichten einen flachen, über 50 m tiefen Schelfbereich anzeigen, dürfte dies auch für die konkordant darunter liegende Kehar-Formation mit ihren Oszillations-Rippeln zutreffen.

2.1.2 Bayondor-Formation

STÖCKLIN et al. (1964, 1971) bezeichneten die vorwiegend dunklen bis weinroten Schiefer mit Wechsellagen von roten und grünen Sandsteinen sowie dünnen Dolomiten als Bayondor-Formation. Diese liegt über der Kehar-Formation und ist nach dem Kuh-e-Bayondor N`des Doran-Tales bei Zanjan benannt. Gleiche Schichten wurden von GLAUS (1965) und ALLENBACH (1966) aus dem zentralen Alborz beschrieben. ALAVI & AMIDI (1968) beschreiben diese Schichtenfolge aus der Gegend Takab (Azarbaidjan). Gleiche Schichten sollen auch im Gebiet von Khoy (NW-Azarbaidjan) vorkommen (BEGLARI 1975). Ähnlich ausgebildete Schichten sind am

NW-Rand des Moro-Gebirges im Tal N´des Dorfes Chele-Khane anzutreffen. Es handelt sich dabei um grüne Sandsteine mit roten und grünen Schiefern sowie Dolomitbänken. Letztere sind dünnbankig, rekristallisiert und von dunkler Farbe. Im Gegensatz zu den Sandsteinen in der Kehar-Formation zeigen die Komponenten der Sandsteine der Bayondor-Formatiion deutliche Rundungen. Die Schieferpartien, vor allem die grünen Schiefer, zeigen Schrägschichtung und Rippelmarken.

Diese Schichten treten in mehreren kleinen Aufschlüssen im NW-Teil des Moro-Gebirges auf, die jedoch unvollkommen und sehr gestört sind. Es konnt also kein Detail-Profil von der Bayondor-Formation aufgenommen werden. Die Gesamtmächtigkeit der Bayondor-Formation im Typus-Profil (STÖCKLIN et al. 1964) beträgt 498 m, ähnlich wie in der Zanjan- und Alborzregion (STEIGER 1966, S. 12). Einige Autoren, wie DEDUAL (1967), GLAUS (1965) und MEYER (1967), betrachten diese Schichten nicht als selbständige Einheit und stellen sie in den obersten Teil der Kehar-Formation. Es ist aber zweckmäßig diese beiden Formationen nach dem Vorschlag von STÖCKLIN (1964, 1969, 1971) getrennt darzustellen.

Die Schichten der Bayondor-Formation liegen mit Ausnahme des 300 km entfernten Soltanieh-Gebietes (STÖCKLIN 1964, S. 12) konkordant über denen der Kehar-Formation. (Siehe auch GANSSER & HUBER 1962, S. 612; STEIGER 1967). Die Obergrenze der Bayondor-Formation ist auch im Moro-Gebirge gekennzeichnet durch einen plötzlichen Fazieswechsel von Schiefern bzw. Sandsteinen der Bayondor-Formation zu den Dolomiten der Hangenden Soltanieh-Formation.

Fossilien aus der Bayondor-Formation sind nicht bekannt. Nach DELLENBACH (1964) sind in diesen Schichten Archeocythiden zu finden. Diese Funde werden aber von ALLENBACH (1966) als anorganisch betrachtet. Das Alter der Bayondor-Formation dürfte vom obersten Präkambrium bis zum untersten Kambrium reichen (STÖCKLIN et al. 1964; ALLENBACH 1966).

Während der Ablagerung der Bayondor-Formation hält das marine Flachwassermileu an.

2.1.3 Soltanieh-Formation

Der Adinol haltige Dolomit (FURON 1941, S. 244; DELLENBACH 1964 und GANSSER & HUBER 1962) wurde von STÖCKLIN et al. (1964) im Soltanieh-Gebirge SE`Zanjan als Soltanieh-Formation bezeichnet und ausführlich beschrieben. Hier kommt die Soltanieh-Formation als dreiteilige Folge vor:

a. Oberer Dolomit 790 m
b. Mittlerer Schiefer (Chapoghlu Shale) 247 m
c. Unterer Dolomit 123 m

Diese Formation ist mit variierender Mächtigkeit und Ausbildung in größten Teilen des N-,Zentral- und E-Irans anzutreffen. Dabei nehmen nach E, im Gegensatz zu dem Schieferhorizont, der sehr gleichbleibend ist (ALLENBACH 1966, S. 18; MAYER S. 1967), die Dolomitpartien ab (STEIGER 1967, S. 12; STÖCKLIN 1971, S. 270). Im Shirgesht-Gebiet (E-Iran) ist die Soltanieh-Formation in ähnlicher Ausbildung, aber nur mit 600 m Mächtigkeit vertreten (RUTTNER et al. 1968, S. 12). Die Rizu-Formation (HUCKRIEDE et al. 1962) ist nach STÖCKLIN (1971) die Fortsetzung der Soltanieh-Formation nach SE in Richtung Kerman (SE-Iran). Sie findet ihr Äquivalent in S- und SW-Iran in der Form einer salinaren Ausbildung, der sogenannten Hormoz-Salt-Formation (STÖCKLIN 1971, S. 270 und WOLFART 1972, S. 234).

Am N-Abhang des Alborz und in NW-Azarbaidjan scheint die Soltanieh-Formation als Ganzes zu fehlen (ALAVI und BOLOURCHI 1973).

Im Moro-Gebirge ist der Soltanieh-Dolomit nur mit seinem obersten Dolomit-Horizont vertreten, wie es z. T. auch von CANTIER (1971) im unteren Calus-Tal (Zentral-Alborz) beobachtet wurde. Er bildet im NW-Teil des Arbeitsgebietes die ersten größeren Erhebungen vor dem eigentlichen Moro-Gebirge. Es handelt sich um teils grob gebankte, helle bis ockergelbe Dolomite, die auch für verschiedene Zwecke abgebaut werden. Sehr oft kommen in den Dolomiten Lyditlagen vor, die meist in einem Niveau und z. T. bänderartig durchhaltend auftreten. Diabasgänge sind nicht

selten. Sie werden aber nicht über 15 - 20 m mächtig. Die Gesamtmächtigkeit der sehr einheitlich ausgebildeten Soltanieh-Formation im Moro-Gebirge dürfte nicht über 300 m liegen.

Massenhafte Vorkommen von Stromatolithen im Soltanieh-Dolomit sind seit STÖCKLIN (1964) und HUCKRIEDE (1962) sowie aus dem gesamten Alborz-Gebirge bekannt. Diese Stromatolithen aus dem Kambrium E-Irans wurden ausführlich von TERMIER et al. (1975) bearbeitet. Es handelt sich um einachsige und mehrachsige Collenia-Formen, die Ähnlichkeit zu chinesischen Borlogella-Formen aufweisen.

Im Moro-Gebirge kommt auch die Gattung Collenia sp. ebenfalls massenhaft vor (NE`Khaje-Marjan). Es wurden auch primitive Brachiopodengattungen (Fermoria sp.) aus dem Chopoghlu Shale (STÖCKLIN et al. 1964) beschrieben. Der Soltanieh-Dolomit ist in das jüngste Präkambrium oder älteste Kambrium zu stellen (STEIGER 1966, S. 13); GLAUS 1965,S. 23; DEDUAL 1967, S. 21). Seine Untergrenze wird durch den scharfen Fazieswechsel (Schiefer/Dolomit) zur Bayondor-Formation gebildet. Die Obergrenze ist mit dem Auftreten der rot-grünen Schiefer der Barut-Formation gegeben. Dieser Übergang ist, wie auch die Untergrenze, abrupt. Während im S-Iran und Pakistan salinare Folgen abgelagert (Hormoz, Salt Range) wurden, bestanden im N-Iran bei Sedimentation der Soltanieh-Formation flachmarine Bedingungen. Die Chopoghlu-Schiefer bei Zanjan und bei einigen anderen Profilen in N-Iran zeigen wohl ein Absinken des Sedimentationsraumes an, was jedoch in Azarbaidjan und besonders im Moro-Gebirge offenbar nicht zutrifft.

2.2 P a l ä o z o i k u m

2.2.1 Barut-Formation

Über der Soltanieh-Formation folgt eine Wechsellagerung von roten, sandigen Schiefern und tief- bis hellroten, z. T. gelblichen feinkörnigen Sandsteinen mit Rippelmarken und Kreuzschichtungen, die bis 2000 m mächtig werden können. Diese mächtige, z. T. sehr einheitliche Serie wurde von

mehreren Autoren unterschiedlich gegliedert. STÖCKLIN et al. (1964) sowie MEYER (1967) teilen sie in drei Formationen:

3. Lalun-Formation
2. Zaigun-Formation
1. Barut-Formation

GLAUS (1965) zeigt die untersten zwei Einheiten zusammen und gliedert:

2. Lalun-Formation
1. Barut- und Zaigun-Formation

Dagegen nimmt DEDUAL (1967) über der Barut-Formation nur die Lalun-Formation an, die er wiederum in zwei Subeinheiten untergliedert:

b. Lalun-Sandstein
2. Lalun-Formation
a. Zaigun-Schiefer
1. Barut-Formation

Im folgenden wird die Gliederung von DEUAL (1967) übernommen, die mit den Beobachtungen im Gelände des Mischo-Moro-Gebirges am besten übereinstimmt.

Nach den dickbankigen Dolomiten der Soltanieh-Formation folgt in N-, Zentral- und E-Iran mit einem konkordanten, aber sehr scharfen Übergang ein Schichtglied aus sandigen roten Schiefern, die sehr selten grüne Lagen führen. Kalke sind zwischengeschaltet. Sie wurden erstmals von GANSSER & HUBER (1962) als Lower Hezarchal-Formation und später von ASSERETO (1963) und auch von STÖCKLIN et al. (1964) im Soltanieh-Gebirge (17 km W´von Zanjan) als Barut-Formation bezeichnet.

Es sind vorwiegend rote und grüne Schiefer sowie Sandsteine mit einzelnen schwarzen bis dunkelgrauen Kalkbänken und sehr wenigen Dolomitlagen. Die Mächtigkeit der Barut-Formation an der Typ-Lokalität beträgt 714 m (STÖCKLIN et al. 1964) und ist damit wohl die größte bisher bekannte Mächtigkeit dieser Formation. An anderen Stellen wurden für diese Schichten von verschiedenen Autoren wesentlich geringere Werte gemessen, z. B. 400 m (ASSERETO 1963), 105 m (LORENZ 1964), 350 m (STEIGER 1967),

188 m (RUTTNER et al. 1968).

In der Kerman-Region entspricht die Barut-Formation dem höheren Teil der Rizu-Formation (HUCKRIEDE et al. 1962) und ist dort 100 m mächtig. In S- und SW-Iran ist sie in Form der Hormuz-Salt-Formation ausgebildet. Aus Azarbaidjan und speziell aus dem Moro-Gebirge ist die Formation von RIEBEN (1934, S. 64 - 65) lediglich als "Schistes anciens" beschrieben, die er ins Paläozoikum stellt.

Im Moro-Gebirge sind es rötlich-violette, stellenweise grau-grünliche, feinsandige Schiefer und rötliche Sandsteine mit dünnen Lagen von schwarzem Stinkkalk (vgl. STEIGER 1967, S. 19) und Dolomit. Besonders in den grünen Schiefern sind sehr häufig Rippelmarken anzutreffen. Die Kalk- und Dolomitbänke heben sich auch morphologisch sehr heraus. Die sandigen Partien haben im Gegensatz zur Kehar- und Bayondor-Formation keine grünen Farben und sind auch feinkörniger.

Die Mächtigkeit der Barut-Formation ist im Moro-Gebirge mit ca. 250 m sehr gering (Typus-Profil 714 m). Die Formation ist E`des Dorfes Tschele-Khane aufgeschlossen. Leider sind die Schichten gestört, so daß eine Profilaufnahme nicht möglich war. Wegen ihrer Wasserundurchlässigkeit bildet die Barut-Formation einen guten Quellhorizont und speist viele kleine lebenswichtige Süßwasserquellen an der SW- und S-Seite des Moro-Gebirges.

Fossilien sind aus der Barut-Formation von STÖCKLIN et al.(1964), ALLENBACH (1965) und STEIGER (1967) beschrieben worden. Es fanden sich auch im Moro-Gebirge 50 m über dem S`Bach des Mazrahe-Tales in einer Kalkbank Biconulites- ähnliche Spuren sowie mehrere Stromatolithen aus verschiedenen Dolomitbänken der Barut-Formation.
Die Untergrenze der Barut-Formation gegen die Soltanieh-Formation ist durch abruptes Auftreten von massigen weißen bis gelblichen Dolomiten gekennzeichnet. Die Obergrenze gegen die Lalun-Formation wird durch das Zurücktreten der kalkigen Einlagerungen und durch den Übergang in rote, schieferig-sandige Fazies angezeigt.

STÖCKLIN et al. (1964) stellt die Barut-Formation

in das frühe Kambrium oder in das späte Präkambrium. Später wurde sie von ihm (STÖCKLIN 1971, S. 44) in das höhere Unter-Kambrium gestellt. Dieses Alter erscheint auch nach den Fossilfunden im Moro-Gebirge wahrscheinlicher.

2.2.2 Lalun-Formation

Die roten paläozoischen Schiefer- und Sandsteinserien im Iran wurden oft mit dem europäischen "Old Red" verglichen (STAHL 1911, S. 9; FURON 1941; STÖCKLIN 1960; METZ 1961, S. 404; ASSERETO & FANTINI SESTANI 1962; MOHAJER & PIERCE 1963) und altersmäßig zwischen Silur und Karbon eingestuft.

1964 haben STÖCKLIN et al. in der darüber liegenden kalkigen "Mila-Formation" Trilobiten des Kambrium gefunden. Durch weitere Fossilfunde wurde das kambrische Alter dieser Formation (DEDUAL 1967; GLAUS 1965; LORENZ 1964) bestätigt.

Die Lalun-Formation, mit einer Gesamtmächtigkeit von 500 bis 1000 m, ist eine der beständigsten Formationen Vorderasiens und im gesamten mittleren Osten anzutreffen. Ihre Ablagerungen treten in ganz Persien auf, sie kommen von Azarbaidjan (ALAVI & AMIDI 1968) bis Kerman vor (HUCKRIEDE et al. 1962) und reichen von Tabas bzw. der Shirgesht-Region (RUTTNER et al. 1968) bis zum Zagros-Gebirge. Die selbe Fazies im gleichen stratigraphischen Niveau ist auch aus der Salt Range (Pakistan; SCHINDEWOLF & SEILACHER 1955), vom Nubischen Schild (Quweirasandstein; STEINEKE et al. 1958), aus Jordanien (SADEK 1977) und aus der Türkei unter verschiedenen Namen: Sadan, Kaplandere oder Gardak-Yala-Calaktepe (KETIN 1966) bekannt. Weiterhin ist die gleiche fazielle Ausbildung, wie sie die Lalun-Formation besitzt im Kambrium des Amanos-Gebirges (ISCHMAWI 1972; JANETZKO 1972; SCHWAN 1972) zu finden.

Die Hangendpartie der Lalun-Formation bilden weiße bis weißlich-gelbe, rötliche Quarzite, die im Iran als Top-Quarzit bezeichnet werden, mit einer Mächtigkeit von 30 - 40 m.

Fossilien der Lalun-Formation sind aus der obersten, sandigen Fazies bekannt. Dies ist im Iran sowie im gesamten Mittelosten der Fall.

Cruziana-Spuren wurden im Purple-Sandstein (Pakistan) von SEILACHER (in RUTTNER et al. 1968), in der Dahu-Serie (Kerman) von HUCKRIEDE et al. (1962), am Alam-Kuh (E-Iran) von GANSSER et al. (1962), im Zentral-Alborz von ALLENBACH (1960) sowie im Raum Shirgesht (E-Iran) von RUTTNER et al. (1968) entdeckt.

Ferner sind diese Trilobitenspuren, die von SEILACHER (1962) der Gattung Redlichlida zugesprochen wurden, aus mehreren Gebieten auch außerhalb Irans bekannt.

Wie bereits erwähnt, wird die Lalun-Formation in die unten liegenden Zaigun-Schiefer und den oben liegenden Lalun-Sandstein gegliedert.

2.2.2.1 Zaigun-Schiefer

Im bearbeiteten Gebiet sind die Zaigun-Schiefer sandig ausgebildet. In diese sind bis 10 cm mächtige, glimmerreiche Sandsteinlagen eingeschaltet, die eine feine Gradierung aufweisen. Die Schiefer sind dunkelrot bis violett, besitzen zuweilen aber auch hellere Farben. Ihre Mächtigkeit beträgt bei der Typus-Lokalität (Zaigun-Tal im Zentral-Alborz) 453 m (ASSERETO 1963; STÖCKLIN 1971). Eine Detailprofilaufnahme läßt sich wegen der vielen Störungen im Arbeitsgebiet nicht durchführen. Ihre Mächtigkeit dürfte im Moro-Gebirge ca. 150 m betragen.

Die beiden Subeinheiten, der rötlich-violette Zaigun-Schiefer im Liegenden, und die im allgemeinen helleren Lalun-Sandsteine sind auf Grund ihrer deutlichen Farbunterschiede gut zu trennen. Fazies und Mächtigkeitsänderungen oder sogar ein völliges Fehlen der Zaigun-Schiefer durch eine "prä-Lalun Erosion" (STÖCKLIN et al. 1964, S. 12) konnte nicht festgestellt werden.

Die Zaigun-Schiefer sind von mehreren Diabasgängen durchzogen, die auch in den Lalun-Sandstein hineinreichen (vgl. LORENZ 1964, S. 59). Die Zaigun-Schiefer gehören in das

Abb. 8. Rippelmarken im Lalun-Sandstein im Mazrahe-Tal.

Abb. 9. Crossbedding im Lalun-Sandstein im Mazrahe-Tal.

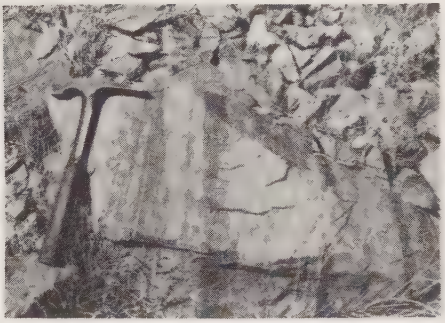
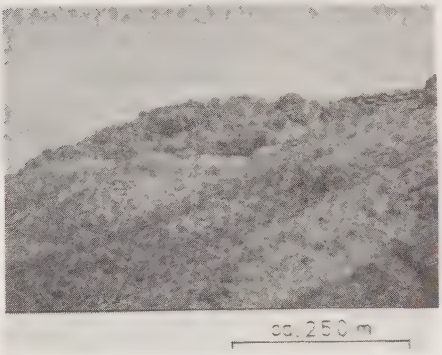


Abb. 10. Flach nach NE einfallender mittelkambrischer Top-Quarzit über dem Lalun-Sandstein und unter der Mila-Formation im Mazrahe-Tal.



obere Unter-Kambrium (STÖCKLIN et al. 1964; ALLENBACH 1966; MEYER 1967).

2.2.2.2 Lalun-Sandstein

Mittelkambrium ist, wie schon erwähnt, in gesamten Mittleren Osten mit einer markanten uns z. T. mächtigen roten Sandsteinfolge vertreten. Diese Sandsteine kommen auch im Mischo-Moro-Gebirge vor. Sie wurden von RIEBEN (1934, S. 65) als "Old Red" bezeichnet. Es sind rote, z. T. hellrote bis weinrote, oder gelbe Sandsteine, die vereinzelt auch hellgrüne Färbung zeigen können. Manchmal sind sie auch als Quarzit ausgebildet. Sehr oft sind Rippelmarken und Kreuzschichtung bis in den Meter-Bereich zu beobachten (Abb. 8 und 9). Zurücktretend lassen sich auch rote, einige Dezimeter mächtige Schiefereinschaltungen finden. Deutlich sind an den Klüften und entlang kleiner Verwerfungen Reduktionshöfe zu erkennen.

Das am besten aufgeschlossene Lalun-Sandstein-Profil liegt im Mazrahe-Tal, wo diese Schichten die ganze Talbreite einnehmen. Dort wurden folgende Schichten im Lalun-Sandstein eingemessen (Abb.11):

Hangendes: Mila Formation

12.	25,5 m	weißer, selten braunfleckiger, z. T. grobkörniger, dickbankiger Quarzit (Top-Quarzit)
11.	64,0 m	hellroter, muskovitreicher, dünnbankiger grobkörniger Sandstein mit hellen, roten Toneinlagen
10.	3,4 m	hellroter bis bräunlicher, glimmer- und feldspatreicher Sandstein
9.	5,0 m	rotgelber, grobkörniger Sandstein
8.	1,5 m	tiefroter, dünnbankiger, glimmerreicher, z. T. bräunlicher Sandstein
7.	1,2 m	roter, grobkörniger, hellgelb verwitternder Sandstein
6.	7,0 m	tiefroter, feinbankiger, glimmerreicher Sandstein mit bis zu 5 cm großen Schieferknollen

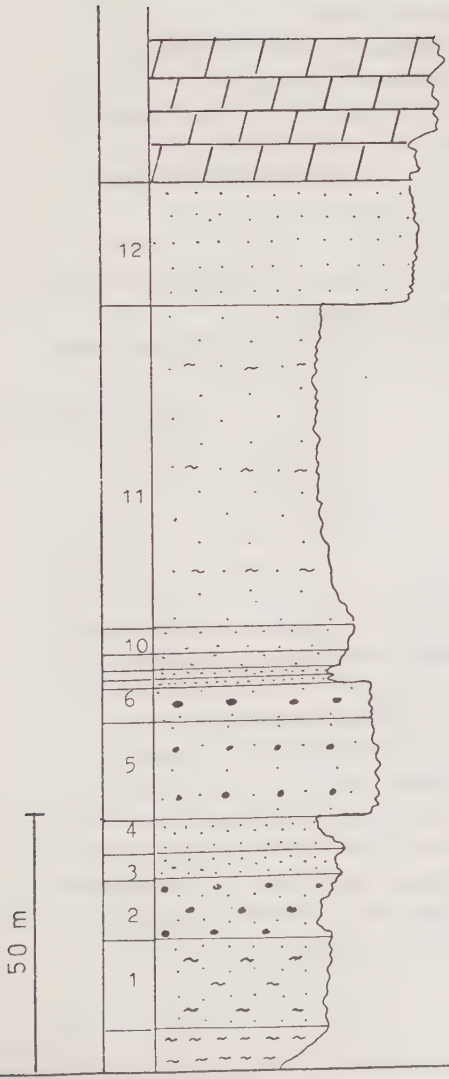


Abb. 11. Säulenprofil des Lalun-Sandsteins (oberer Teil der Lalun-Formation) im Mazrahe-Tal

5. 19,1 m tiefroter, glimmerreicher, dickbankiger Sandstein mit bis zu 5 cm großen Schieferknollen, sowie vielen parallelen Störungen (125°/50°NE). Der Sandstein ist längs dieser Störungen durch Reduktionsvorgänge gefärbt. Die Reduktionssäume erstrecken sich bis zu 6 cm in den Sandstein

4. 6,7 m helle Sandsteinbank, stark zerbrochen mit hellen grünen Reduktionshöfen

3. 5,8 m tiefroter, dünnbankiger, feinkörniger, glimmerreicher Sandstein

2. 12,0 m hellroter Sandstein mit bis zu 1cm großen Schieferknollen

1. 18,0 m tiefroter, feinkörniger Sandstein mit tieferoten Toneinschaltungen

Liegendes: Zaigun-Schiefer

MEYER (1967) bezeichnet den Lalun-Sandstein wegen seines großen Quarzitgehaltes als Quarzsandstein.

Im Dünnschliff lassen sich folgende Komponenten bestimmen:

Quarz	80 - 90 %
Feldspat	8 - 11 % (meist Orthoklas)
Biotit	gering
Muscovit	gering
Apatit	gering
Zirkon + Rutil	5 - 10 %
Erz	5 - 10 %

Der Karbonatanteil nimmt nach oben hin ab, außerdem ist eine Zunahme der Korngröße sowie der Rundung zum Hangenden hin festzustellen.

Der Lalun-Sandstein zeigt eine kontinuierliche Entfärbung von tiefrot (unten) über hellrot (mitte) bis weißlich-gelb und ganz weiß (oben) und wird dort als Top-Quarzit bezeichnet.

Der Top-Quarzit bildet im gesamten Verbreitungsgebiet des Lalun-Sandsteines immer dessen Hangendes. So ist er als "White Nubian Sandstone" auf dem Nubischen Schild (FLÜGEL, H. 1964), aus dem Gebiet von Kerman (SE-Iran)

von HUCKRIEDE et al. (1962, S. 34), als weißer Quarzit mit Lyditgeröllen, als Top-Quarzit aus dem gesamten Alborz (LORENZ 1964; STEIGER 1966; MEYER 1967) sowie aus dem Iran beschrieben worden.

Auch in Azarbaidjan ist der weiße Quarzit über dem Lalun-Sandstein ausgebildet. In der Gegend von Khoy ist er, ähnlich wie im Alborz, mit kleinen millimeter großen Lyditgeröllen aus der Soltanieh-Formation(?) durchsetzt. Im Moro-Gebirge ist er gänzlich weiß und hat eine Mächtigkeit von 20 - 30 m.

Im Dünnschliff sind gut gerundete Quarze zu sehen, die zwischen 85 - 95 % des Gesteins ausmachen. Der große Quarzgehalt kann als Küstensand gedeutet werden. Die Frage nach der Entstehung der Lalun- Formation und ihrer großen Verbreitung ist noch unklar. Die Gemengteile (Quarz, Orthoklas, Mikroklin) des Lalun-Sandsteins deuten darauf hin, daß er aus Verwitterungsprodukten saurer magmatischer und metamorpher Gesteine aufgebaut ist. Bei einer so großen Mächtigkeit und einer so weiten Ausdehnung kann es sich nur um Basement-Material von Gondwana gehandelt haben, das in dieser Zeit abgetragen und in einem seichten, küstennahen Becken bei warmfeuchten Klima abgelagert wurde.

Eine Umarbeitung des Kehar-Sandsteins zum Lalun-Sandstein kann nicht angenommen werden. Während der erstere Plagioklas enthält, sind im Lalun-Sandstein meist Orthoklase (MEYER 1967) vorhanden. Darüber hinaus sind Kehar- und Lalun-Sandstein jeweils in gleichen Gebieten übereinander anzutreffen. Weiterhin fehlen im Verbreitungsgebiet des Kehar- und des Lalun-Sandsteins große reliefschaffende tektonische Bewegungen, die für eine Abtragung und Resedimentation des Kehar-Sandsteins nötig gewesen wären.

Der Lalun-Sandstein ist der Höhepunkt dieser charakteristischen bunten und klastischen Sedimentation im jüngeren Präkambrium bis Mittel-Kambrium des Mittleren Ostens. Rippelmarken, Trockenrisse (AALENBACH 1966) und Tongallen (GLAUS 1965) deuten auf marine (Cruzianaspuren, s. S. 21),

küstennahe Flachwassersedimentation mit zwischenzeitlicher Trockenlegung hin.

Die Grenze zwischen den liegenden Zaigun-Schiefern und dem hangenden Lalun-Sandstein ist morphologisch durch einen Anstieg des Geländes gekennzeichnet. Die Obergrenze der Lalun-Formation bildet die Oberkante des deutlich in Erscheinung tretenden Top-Quarzits.

Der Lalun-Sandstein dürfte nach SEILACHER (1962) und auf Grund der Angaben von ALLENBACH (1966) sowie STÖCKLIN (1971) mittelkambrisches Alter haben.

2.2.3 Mila-Formation

Über dem tieferen und mittleren Kambrium, bestehend aus der Lalun-Formation mit dem weißen Top-Quarzit, folgt (Abb. 10) in weiten Teilen des Iran und im weiteren Mittleren Osten ein Schichtpaket aus Dolomiten, Mergeln, Kalken und Schiefern, das nach der Typlokalität (Mila-Kuh, 50 km SW Dameghan) im Iran Mila-Formation genannt wird.

Diese Schichten wurden von ASSERETO (1963) bearbeitet. Das Alter konnte aber erst durch STÖCKLIN et al. (1964, S. 12) mit Hilfe von Fossilien aus dem Zanjan-Gebiet als Mittleres- und Oberes Kambrium festgestellt werden. Durch weitere Fossilfunde von LORENZ (1964, S. 12) ergab sich eine zusätzliche Vergleichsmöglichkeit mit dem Kambrium der Kerman-Region, das von HUCKRIEDE et al. (1962) bearbeitet wurde und dessen Alter durch Trilobitenfunde als Mittel- bis Ober-Kambrium angesehen werden kann. ALAVI & AMIDI (1968) fanden die Mila-Formation in der Takab-Region/Azarbaidjan. STÖCKLIN (1971, S.179) deutete an, daß diese Schichten auch in der Umgebung vom Urmiah-See vorkommen, allerdings machte er keine genaueren Angaben.

Über die weitere Verbreitung der Mila-Formation und ihre Äquivalente im Mittleren Osten wird von WOLFART (1972) und SADEK (1975) berichtet. Sie nennen Vorkommen in Afghanistan, Pakistan, Indien, dem Irak, Türkei und der Arabischen Halbinsel.

Die Mila-Formation ist in ihrer typischen und über weite Räume beständigen Fazies auch im Moro-Gebirge vertreten. Sie besteht zuunterst aus gut gebankten, grauen

Dolomiten, die mit Kalken und Mergeln wechsellagern. Darüber folgen graue sandige Kalke sowie die im gesamten Iran für diese Formation typischen grün-roten Knollenkalke. Den Abschluß bilden schwarze, glänzende, griffelig absondernde "Pencil Shale"-Schiefer. STÖCKLIN et al. (1964) teilt die Mila-Formation in fünf "Member", wobei Member 1 und 2 dem unteren Ober-Kambrium, Member 3 dem mittleren Ober-Kambrium, Member 4 dem oberen Ober-Kambrium und schließlich Member 5 dem Tremadoc zugeteilt wird (STÖCKLIN 1971).

Das am besten aufgeschlossene Mila-Profil im Moro-Gebirge liegt im Haupttal W`Zain-Abad. Vom Liegenden zum Hangenden treten folgende Schichten auf (Abb. 12):

Hangendes:			Quartäre Talfüllungen
21.	0,40	m	dickbankiger, zerbrochener, gelblicher Dolomit
20.	5,0	m	tiefroter Griffelschiefer mit Trilobiten und *Obolus*-Bruchstücken. Zum Liegenden hin werden die Schichten grünlich
19.	3,1	m	roter und grünlicher Bänderkalk mit *Billingsella* sp.
18.	8,7	m	meist grünliche, selten rote, bis zu 30 cm mächtige Bänke von Bänderkalk mit Rippelmarken
17.	32,1	m	tiefgrüner, z. T. bräunlicher, glimmerreicher, sehr feinbankiger Schiefer
16.	15,4	m	grüne und rötliche Bänderkalke, fossilreich; verstärkte Rotfärbung zum Liegenden hin
15.	1,15	m	grüne, feinbankige Schiefer
14.	5,1	m	roter Bänderkalk, selten mit grünen Partien
13.	24,4	m	Wechsellagerung von rotem Bänderkalk und Schiefern. Die Bänke können bis zu 1 m mächtig werden. Im unteren Bereich der Abfolge treten grünliche Schiefer auf
12.	22,4	m	grobbankige, grün-rote, fossilreiche Bänderkalke
11.	42,05	m	grüne bis tiefgrüne Schiefer
10.	5,0	m	weiße, rekristallisierte Kalke, dickbankig, mit hellroter Oberfläche

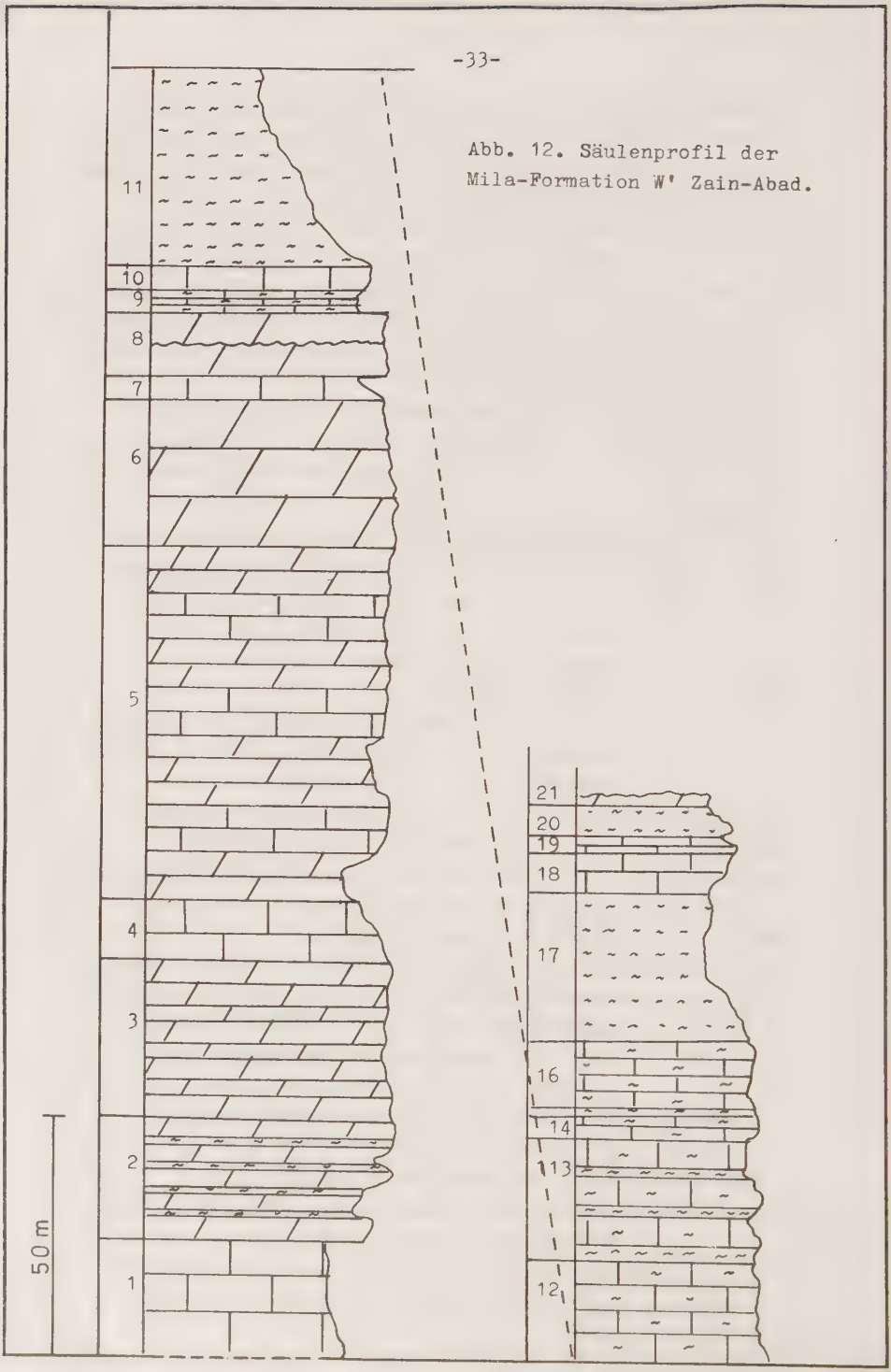


Abb. 12. Säulenprofil der Mila-Formation W' Zain-Abad.

9. 4,25 m grüner und roter dünnbankiger Bänderkalk
8. 13,4 m weißer bis gelblicher, massiver, rauher Dolomit. Die Bankgrenzen sind leicht wellig
7. 5,9 m dickbankiger, grauweißer, rekristallisierter Kalk
6. 32,04 m weißer bis gelblicher, massiver Dolomit
5. 75,75 m Wechsellagerung von massiven hellem Dolomit und grauem Kalk
4. 11,40 m schwarzer Kalk mit meist rundlichen, hellvioletten Flecken
3. 33,5 m weißer, kristallisierter Dolomit
2. 26,8 m Wechsellagerung von grauem bis weißlichem Dolomit und schwarzen Schiefern
1. 25,30 m schwarzer Kalk mit bis zu 80 cm mächtigen Bänken

Liegendes: Störung

Fossilien aus dem Kambrium des Iran sind seit KING (1930, 1937) aus dem Arbeitsgebiet bekannt. Aus der Mila-Formation sind sie aber erst viel später durch STÖCKLIN et al. (1964) und weitere Autoren in späteren Jahren bekannt geworden. Es soll hier auf die ausführliche Arbeit von KUSCHAN (1973) hingewiesen werden, der sich vor allem mit den Trilobiten der Mila-Formation aus mehreren Profilen im N- und E-Iran befaßte.

Er unterscheidet dabei 6 Trilobitenzonen, die vom Mittel-Kambrium bis ins Tremadoc reichen. In seiner Arbeit wird einerseits eine Faunenbeziehung des S-Iranischen Kambriums zur W-Pazifischen Provinz und anderseits die des N-Iranischen Kambriums zur SW-Sibirischen Provinz hervorgehoben.

Im Moro-Gebirge wurden in der Mila-Formation reichlich

Billingsella sp.
Obolus sp.

aufgefunden. Trilobiten sind leider wegen der sekundären Dolomitisierung nicht bestimmbar und können nur im Dünnschliff als solche erkannt werden (Abb. 16)

Das Alter der Mila-Formation ist Mittel(?) bis Oberkambrium bis Tremadoc (KUSCHAN 1973, S. 127; STÖCKLIN 1971, S. 178).

Die Mächtigkeitsschwankungen innerhalb der Mila-Formation sind sehr groß, so daß den 300 m an der Typlokalität (ASSERETO 1963, S. 523) in der Shirgesht Area (E-Iran) ca. 2000 - 3000 m (RUTTNER et al. 1968, S. 23), 585 m in Zanjan (STÖCKLIN et al. 1964, S. 21), ca. 500 m im Soltanieh-Gebirge (STÖCKLIN et al. 1969, S. 15), ca. 200 - 400 m im Zentral-Alborz (LORENZ 1964; STEIGER 1966) und ca. 400 m im Moro-Gebirge gegenübergestellt werden. Als Ursache für diese großen Mächtigkeitsschwankungen nimmt STEIGER (1966, S. 22) epirogene Bewegungen während des Ober-Kambriums an.

Die Liegendgrenze der Mila-Formation bildet die Oberkante des weißen bis gelblich-weißen Topquarzites. Die Frage der genetischen Zugehörigkeit des Top-Quarites zu dem liegenden Lalun-Sandstein oder der hangenden Mila-Formation muß noch geklärt werden. RUTTNER (1964) und NABAVI (1976) betrachten diesen Quarzit als Transgressionsbildung der Mila-Formation. Dagegen ist er für STEIGER (1966) eine Regressionsbildung der Lalun-Formation.

Die Obergrenze der Mila-Formation ist im gesamten Zentral- und N-Iran durch ein langes Erosionsstadium (Ordoviz bis oberes Mittel-Devon bzw. bis Perm und stellenweise sogar bis Lias) gekennzeichnet. Auch im Moro-Gebirge transgredieren verschiedene jüngere Schichten über die Mila-Formation. So finden sich bei Amand permische Ablagerungen und bei Tschele-Khane eine Lias-Transgression.

Nach dem langen Zeitraum vom oberen Präkambrium bis Mittel-Kambrium mit meist roten klastischen Ablagerungen setzt mit der Mila-Formation eine rein marine Karbonatsedimentation ein. Dabei dominiert Schelf-Fazies mit sehr geringer Wassertiefe. Hinweise dafür sind die weit verbreiteten Vorkommen von Steinsalzpseudomorphosen im Amanos-Gebirge (SCHWAN 1972), in Pakistan (SCHINDEWOLF 1955) sowie in N- und NE-China (KOBAYASHI 1967) und im gesamten Alborz (KUSCHAN 1973) sowie die Rippelmarken (Abb. 7) und im Dünnschliff beobachtete Blaualgenonkoide,

die ihrerseits auf ein sehr flaches (wenige Meter) und mäßig bewegtes Wasser (E. FLÜGEL 1978, S. 109) hinweisen (Abb. 17).

2.2.4 Geirud-Formation

Ordovizische und silurische Schichten treten im allgemeinen sehr zurück. Als Ausnahmen kommen sie im Zentral-Iran (RUTTNER et al. 1968, S. 40), in Belutschan, Anarak und Bandar-Abbas (STÖCKLIN et al. 1971) vor. Die im Kambrium herrschende einheitliche Flachwassersedimentation im Iran und im Mittleren Osten wurde durch kaledonische epirogene Bewegungen aufgelöst. Es entstand ein Schollenmosaik (H. FLÜGEL 1972, S. 604) mit selbständigen Entwicklungen. Während also im großen und ganzen im Iran Abtragung herrschte,kam es in einigen Senkungsgebieten zur Sedimentation des Ordoviziums und Silurs. Diese Entwicklung ist auch im Devon weiterhin vorherrschend. Einzelne Schollen haben eine selbständige Entwicklung durchgemacht. So hat man in einigen Gebieten eine neuerliche Sedimentation im Unter-Devon, z. B. in der Tabas-Region (RUTTNER et al. 1968), Yazd-Region (STÖCKLIN et al. 1971) und Maku-Region (ALAVI & BOLOURCHI 1973) festgestellt.

In einigen dieser Gebiete haben z. T. große Senkungen stattgefunden, und es bildeten sich mächtige unterdevonische Schichten wie sie von SEVCEKO & REZANOV (1974) beschrieben wurden.

Zu meist beginnt die Transgression jedoch mit dem oberen Unter-Devon, wie zum Beispiel im Alborz (AHMADZADEH 1971), zuweilen aber auch erst im Ober-Devon wie an der russisch-iranischen Grenze (STÖCKLIN et al. 1971, S. 17), bei Mianeh (ANSARI 1965, S. 80; RIEBEN 1934, S. 82; FURON 1940, S. 223; STÖCKLIN et al. 1964, S. 26) und im Kleinen Kaukasus (PAFFENGOLZ 1963, S. 28). Sie reicht bis ins untere Tournai einschließlich (Abb. 14; AHMADZADEH 1973). Diese weit verbreitete Fazies besteht aus roten konglomeratischen Sandsteinen und schwarzen bis grauen Kalken. ASSERETO (1963) bezeichnete diese

Ablagerungen nach dem Städtchen "Geirud" im Zentral-Alborz als Geirud-Formation (Abb. 14).

Später wurden diese Schichten in vier Abteilungen (ASSERETO & GAETANI 1964) von A - D untergliedert. Dabei umfaßt :

Zone A : Frasne bis oberes Tournai
Zone B : Oberes Tournai bis unteres Vise´
Zone C : Unteres Vise´bis mittleres Vise´
Zone D : Øberes Vise´

Im SE von Zain-Abad im NE-Teil des Arbeitsgebietes, liegt das einzige Vorkommen der Geirud-Formation. Es ist ein von Störungen begrenzter Horst mit Vorkommen von roten Sandsteinen und sandigen Kalken sowie Kalken von grau-schwarzer Farbe. Die Kalke sind z. T. dolomitisch. Das Profil zeigt von unten nach oben:

Liegendes: Störung

- 15,2 m roter, mittelkörniger Sandstein mit Knochenfragmenten von Fischen, z. T. konglomeratische Lagen, im oberen Teil herrschen sandige Kalke vor
- 102,0 m grauschwarze Kalke mit weißen Verwitterungsoberflächen. An Fossilien sind in den Kalken folgende zu finden:

  Spirifer sp.
  Spirifer (Cyrtospirifer) verneuili MURCH
  Atrypa sp.
  Tentaculites sp.
  Datierung: Unteres Ober-Devon
  (Geirud-Formation Zone A)

Hangendes: Störung

Dieses kleine Vorkommen im Moro-Gebirge läßt sich mit anderen Geirud-Vorkommen in Azarbaidjan, bei Zunuz und Dahrgab (RIEBEN 1934, S. 80 - 84) und bei Mianeh (ANSARI 1965, S. 89) vergleichen.

Die Vergleichsmöglichkeit dieser Schichten mit der eigentlichen Geirud-Formation in Azarbaidjan und ebenso

Abb.13. Darstellung der Täbriz-Störung als Faziesgrenze im Devon (EFTEKHAR-NEZHAD 1975).

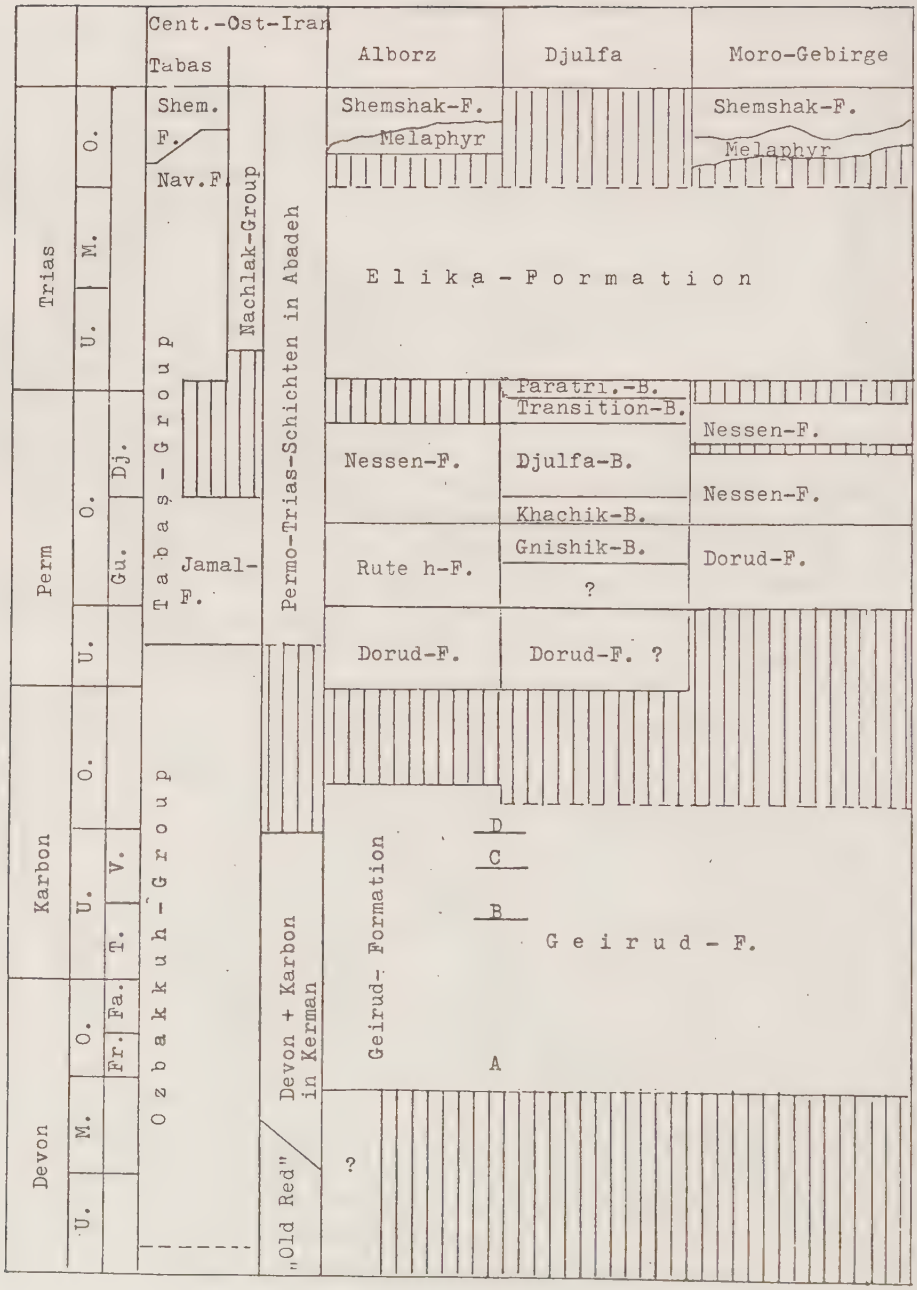


Abb. 14. Stratigraphische Tabelle des oberen Paläozoikum und der Trias im Moro-Gebirge, Djulfa, Alborz, Central- und Ost-Iran

im Alborz und anderen iranischen und afghanischen Ober-Devon-Vorkommen (JENVIER 1974; GOLSCHNI & JENVIER 1974 a und b) ist durch die gleiche Fazies (rote Sandsteine und graue Kalke) und das häufige Auftreten von Spirifer (Cyrto-spirifer) verneuili MURCH und Fischknochenreste gegeben. Das Devon-Vorkommen bei Maku (ALAVI & BOLOURCHI 1973) der bis 2700 m mächtige Muli und die Illangara-Formation scheinen in einer sinkenden Scholle abgelagert worden sein, die eine der wenigen Ausnahmen für diesen Zeitraum bildet.

EFTEKHA-NEZAD (1975) erklärt das Vorkommen der Geirud-Schichten im NE der Täbriz-Störung (also auch im Moro-Gebirge) und ihr Fehlen SW davon mit einer schon alten (kaledonischen) Aktivität dieser Störung (s. Paläo-geographie S. und Abb. 13).

2.2.5 Perm

Das Perm wurde als erste und älteste paläozoische Formation im Iran, besonders im NW-Iran (Azarbaidjan und Kaukasus), erkannt. Wichtig sind dabei die Arbeiten von ABICH (1859) im Transkaukasus und seine Beschreibung des später berühmten Perm-Profiles bei Djulfa (1875). Weitere Bearbeiter des Perms in diesem Raume sind FRECH & ARTHBAR (1900 a,b), HERITSCH (1937) und M. & P. BONNET (1947). RIEBEN (1934) beschreibt die Perm-Vorkommen in Azarbaidjan und erwähnt dabei auch das Vorkommen im Mischo-Moro-Gebirge. GRÄF (1964) verglich die permischen Korallen aus dem Zagros, Alborz und Azarbaidjan. In den 60-iger Jahren wurden ausführliche Arbeiten von ASSERETO & SESTINI (1966), STÖCKLIN (1960), H. FLÜGEL (1963), LORENZ (1964), GLAUS (1965) und ALLENBACH (1966) veröffentlicht, die eine genauere Beschreibung des Perms im Zentral-Alborz durchführten. H. FLÜGEL (1963) gibt einen ausführlichen Vergleich der Permvorkommen aus dem gesamten Mittleren Osten (Pakistan, Iran, Türkei, Saudi-Arabien).

Für die Unterteilung des z. T. mächtigen Perms im Zentral-Iran und Alborz wird heute allgemein die Gliederung von ASSERETO (1963) angenommen. Danach ist das Perm in den genannten Regionen folgendermaßen untergliedert:

3. Nessen-Formation (O. Perm): Graue, dünnplattige Kalke und Mergel
2. Ruteh-Formation (M. Perm) : Dunkle, gebankte Kalke
1. Dorud-Formation (U. Perm) : Sandig-schiefrige, konglomeratische, helle bis rote Sandsteine

Diese Gliederung ist auch in das Stratigraphische Lexikon des Iran (STÖCKLIN 1971) übernommen worden. Dieser Dreiteilung wird von den meisten Autoren nicht widersprochen. Weil diese Gliederung jedoch lediglich die Fazies berücksichtigt und zeitlich unterschiedliches Einsetzen der Formationen in den verschiedenen Regionen außer acht läßt, ist eine Parallelisierung mit Schwierigkeiten verbunden. Dies trifft eben bei der Bearbeitung des Perm im Moro-Gebirge zu. Es zeigt sich, daß die sandig-konglomeratische Dorud-Formation (nach ASSERETO 1963: Unteres Perm) in meinem Arbeitsgebiet später einsetzt und mittelpermisch ist. Das bedeutet also, daß die sandigen Sedimente des Perms im Moro-Gebirge faziell der Dorud-Formation und altersmäßig der Ruteh-Formation entsprechen.

Ähnliche Verhältnisse liegen auch in der Maku-Region vor (ALAVI & BOLOURCHI 1973) und in SE-Anatolien (SCHMIDT G. C. 1964; BRINKMANN 1976). In dieser Arbeit wird die fazielle Formationsbeziehung nach ASSERETO (1963) unter Hinweis auf das verschiedene Alter beibehalten.

2.2.5.1 Dorud-Formation

Die roten Sandsteine mit geringmächtigen Einschaltungen von Konglomeraten und Quarziten werden nach der Typlokalität Dorud im Jajerud-Tal/Zentral-Alborz Dorud-Formation genannt. Diese Formation transgrediert über den älteren paläozoischen Sedimenten und ist im gesamten Mittleren Osten in gleicher Fazies ausgebildet, hat jedoch lokal unterschiedliches Alter (Abb. 14). Es scheint, daß diese Transgression im E- und Zentral-Iran sowie im Alborz früher einsetzt als im NW-Iran und in der E-Türkei (H. FLÜGEL 1963).

Ganz im E, im Shirgesht-Gebiet ist der Übergang von Karbon zu Perm konkordant (RUTTNER et al. 1968). Weiter W`dagegen transgrediert das unterpermische Meer über das Altpaläozoikum des Alborz und des Soltanieh-Gebirges. Die Transgression erreicht Azarbaidjan erst im Mittel-Perm. Dies gilt auch für das E`Anatolien (Van-See-Gebiet, s. H. FLÜGEL 1963, S. 45).

Im Mor-Gebirge sind die permischen Transgressionssedimente ca. 80 m mächtig und setzen sich aus roten, z. T. feinkörnigen Sandsteinen zusammen. An einigen Stellen sind auch rote Kalksandsteinbänke von unregelmäßiger Ausdehnung eingeschaltet.

Am besten ist die Transgression des Mittel-Perm N`des Dorfes Amand am SE-Ende des Arbeitsgebietes aufgeschlossen, wo die Transgressionssedimente direkt über dem präkambrischen, z. T. an der Oberfläche kaolinisierten, rötlichen Syenit liegen. Weiter N`ist die Transgression über der Barut-Formation erfolgt. Allerdings beträgt die Winkeldifferenz zwischen liegendem Barut und hangendem Perm ca. 15 Grad.

Die Transgressionssedimente der Dorud-Formation sind bei Amand folgendermaßen zusammengesetzt:

Liegendes:	Stark verwitterte, z. T. kaolinisierte Syenite
- ca. 50 m	grobkörniger, z. T. konglomeratischer Sandstein mit hellroter bis gelber Farbe
- ca. 30 m	rötliche bis helle, weiße Sandsteine und Quarzite. Das Bindemittel ist kalkig. Der Kalkgehalt nimmt zum Hangenden hin stark zu.
Hangendes:	Nessen-Formation

In diesen Schichten wurden keine Fossilien gefunden. Weil jedoch die darüberliegende Nessen-Formation nach Fossilien in das obere Mittel-Perm gestellt werden kann, dürfte für die Dorud-Formation hauptsächlich unteres Mittel-Perm angenommen werden. Dieser Rückschluß deckt sich auch mit den Beobachtungen von H. FLÜGEL & GRÄF (1963) in E-Anatolien. Auch ALAVI & AMIDI (1973) beschreiben aus der Maku-Gegend eine sandig-konglomeratische Transgressionsfazies, die über der Ober-Devonisch - Unter-Karbonischen

Ilangara-Formation liegt und ebenfalls Mittel-Permisch ist. Nach STÖCKLIN (1971) ist die Dorud-Formation im Alborz (Unter-Perm) mit den Gnischik beds von STEPANOV (1969) in Djulfa altersmäßig zu vergleichen. Aber in Azarbaidjan ist die Dorud-Formation jünger (Mittel-Perm), und man kann sie daher mit den Khachik beds des Djulfa gleichsetzen.

2.2.5.2 Nessen-Formation

Im Untersuchungsgebiet folgt über der Dorud-Formation (unteres Mittel-Perm) ein grauer bis tiefschwarzer, z. T. dolomitisierter, reiner Kalk, der weißlich-grau verwittert.

Folgendes Profil wurde in diesen Schichten NW`von Amand aufgenommen (Abb. 15):

Hangendes: Beginn der weißen, dünnbankigen Triaskalke mit Wurmspuren (Abb. 21)

17. 1,6 m Diabas-Gang, sillartig mit Kontakterscheinungen im Hangenden und Liegenden

16. 8,0 m rote, z. T. gelbliche Kalke, etwas mergelig (Abb. 19) mit zahlreichen Mikrofossilien:
Hemigordius sp.
Mizia sp.
Pseudovermiporella sp.
Neoschwagerina sp.
Pachypholia sp.
Frondina permica (DE CLUIEUX & DESS)
Datierung: Oberes Perm

15. 0,45 m Bohnerz-Horizont

14. 3,0 m Mergel, gelblich, lateritisch, sehr mürbe.
Fossilien:
Neoschwagerina sp.
Globivalvulina sp.
Geinitzia sp.
Datierung: Oberes Perm

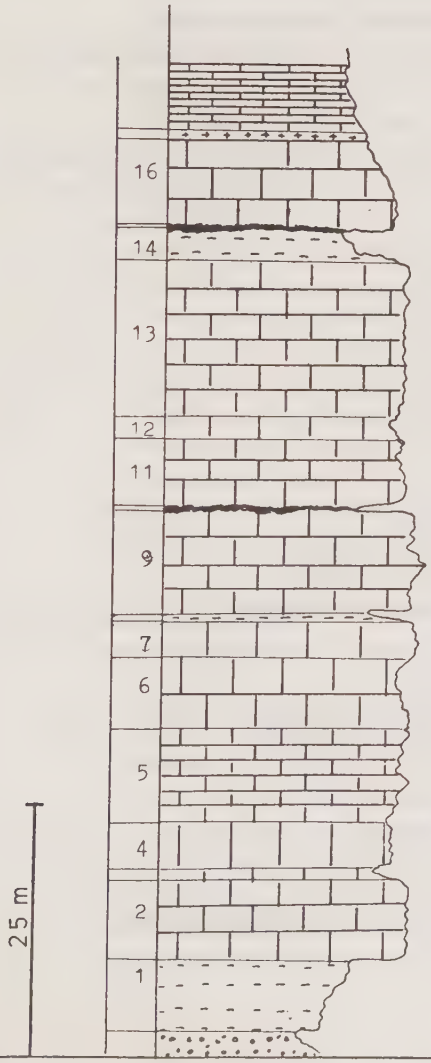


Abb. 15. Säulenprofil der Nessen-Formation N' Amand.

13. 15,50 m dolomitisierter, grau-schwarzer Kalke, sehr fossilreich, Fossilien wegen starker Dolomitisierung kaum bestimmbar:

Permophrycodothyris ovata PAVLONA
Araxathyris cf. protea ABICH
Permodiscus sp.
Glomospina sp.
Datierung: Oberes Perm

12. 2,47 m grau-schwarzer, sandiger Kalk

11. 6,4 m schwarzer, z. T. dolomitischer, gelb verwitternder Kalk mit Pyritkristallen

10. 0,3 m lateritische Bohnerzlager

9. 10,44 m grauschwarzer, dickbankiger, mikritischer Kalk, mit Lyditbruchstücken, gelb verwitternd

8. 1,24 m kalkige Mergel, gelb, z. T. sehr mürbe mit Fossilien:

Globivalvulina sp.
Mizia sp.
Schubertella sp.
Padangia sp.
Pachyphoia sp.
Tuberitina sp.
Pseudovermiporella sp.
Datierung: Oberes Perm

7. 3,32 m rauher, mikritischer Kalk mit Kieselknollen (Abb. 18) und folgenden Fossilien:

Geinitzia sp.
Vermiporella nipponica
Climacammina sp.
Bryozoen
Algen
Datierung: Perm

6. 7,0 m Kalk mit bis zu 0,5 m dicken Bänken mit Bruchstücken aus schwarzem Lydit

5. 9,50 m dünnbankiger, sparitischer Kalk mit folgenden Fossilien:
Araxalevis intermedicus ABICH
Orthotrtina sp.
Bryozoen
Datierung: Oberes Perm (Djulfian)

4. 4,0 m dickbankiger, massiger Kalk, z. T. grauschwarz, bituminös, mit weißen bis grauen Verwitterungsflächen. Bestimmt worden sind darin:
Globivalvulina sp.
Hemigordius sp.
Tuberitina sp.
Verbeekina sp.
Waagenophyllum sp.
Datierung: Oberes Mittel-Perm

3. 1,5 m roter, feinbankiger, aufgearbeiteter, zusammengebackener Kalk

2. 7,45 m dickbankiger, weißer bis grauer, z. T. dolomitisierter Kalk mit einzelnen sehr fossilreichen Lagen. Folgende Fossilien wurden daraus bestimmt:
Hemigordius sp.
Geinitzina chafmani
Pachyohoia cukukoyi
Geinitzina taurica DE CIVIEUX & DESS
Tuberitina sp.
Vermiporella sp.
Mizia sp.
Globivalvulina van der Schmitti
Brachiopodenreste
Bryozoen
Datierung: Oberes Mittel-Perm (Murgabi)

1. 7,30 m feine, mürbe, ockerfarbene Mergel

Liegendes: grobkörniger Sandstein, konglomeratisch (0 - 30 cm) mit folgenden Komponenten: Syenit, Mila-Kalk, Dolomit unbekannten Alters. Das Bindemittel ist kalkig.

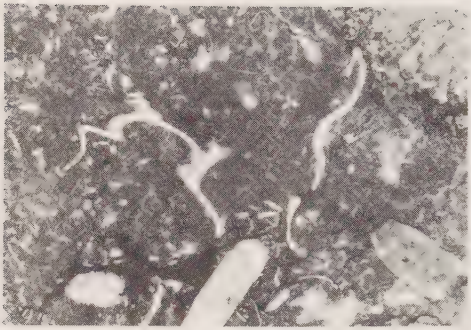


Abb. 16. Biomikrit. In einer mikritischen Grundmasse sind neben biogenem Detritus (Schalenreste, Crinoiden, Schwammnadeln) deutlich Trilobiten zu erkennen (5 X). Mila-Formation S' Zain-Abad.

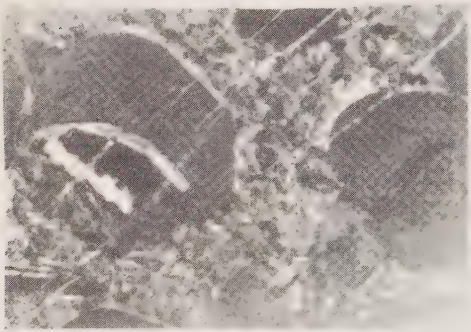


Abb. 17. Onkosparit. Als Kern der Onkoide dienen meist Schalenreste. Die Onkoide sind im inneren Bereich sekundär dolomitisiert (4 X). Mila-Formation, S' Zain-Abad.

Abb. 18. Lyditbruchstücke in der Nessen-Formation N' Amand.

Im Vergleich mit den bekannten Perm-Profilen bei Djulfa (STEPANOV et al. 1969) und Alborz (GLAUS 1965) kann man folgendes feststellen:

1. der unterste Teil des Profiles (1 - 4) entspricht altersmäßig der Khachik-Formation von STEPANOV et al. (1969, vgl. S. 60, Fig. 6) und dem untersten Teil der oberen Nessen-Formation von GLAUS (1965).
2. Die Fossilarmut des Moro-Gebirges ist mit der im N-Alborz zu vergleichen (GLAUS 1965). Als Ursache ist neben den ungünstigen Lebensverhältnissen zur Zeit der Sedimentation auch die sekundäre Dolomitisierung und Rekristallisation in Betracht zu ziehen.
3. Das Einsetzen von Araxalevis intermedicus ABICH und Orthotetina sp. ist für den Beginn der Djulfa-Stufe in der Djulfa-Region sowie der Araxalevis- Orthotetina-Zone und der Tylopecta-Zone des Albroz (STEPANOV et al. 1969, S. 61) typisch. Diese Zone wird im Alborz als obere Nessen-Zone bezeichnet (GLAUS 1965). Das von mir beschriebene Profil ist jedoch im Gegensatz zu den anderen Gebieten durch eine weitgehende Fossilarmut geprägt und deshalb nicht mit der Alborz-, Djulfa- und Dara-Diz-Region zu vergleichen.
4. Das Vorkommen von Lyditen in diesem Teil des Profils (7 - 10) ist wohl als Nebenprodukt der diabasischen Extrusion im Moro-Gebirge zu deuten.
5. Das Vorkommen von Permophrycodothyris Ovata PAVLONA beweist ein zeitliches Äquivalent mit der Pseudogastrioceras - Permophrycodothyris-Zone des Djulfa (STEPANOV et al. 1969) und der Permophrycodothyris - Oldhamina-Zone im Alborz.
6. Ähnliche Fossilien wurden von RIEBEN (1934, S. 68) im Mischo-Gebirge gefunden. Diese somit als beständig erkannte Zone weist im Iran (speziell im N-Iran) und im Alborz-Gebirge einen sehr guten Leithorizont aus.
7. Die oberste Djulfa-Stufe, also die Hyderella - Pseudowellerella-Zone, wurde infolge epirogener Heraushebungen im Moro-Gebirge nicht sedimentiert und fehlt daher. Es konnten keine Vertreter dieses Horizontes und der D-,

E-, F-Beds des Djulfa-Profils im Moro sowie im Mischo-Gebiet (eigene Profilaufnahme) gefunden werden. Demgegenüber sind diese Horizonte mit gleichen Mächtigkeiten und identischen Faunen im Darah-Diz-Gebiet (eigene Profilaufnahmen) gefunden worden.

8. Nach dem Bohnerz-Vorkommen konnte keine Änderung im Schichteinfallen festgestellt werden (Paraconformity); s. STEPANOV et al. (1969, S. 63).

9. THIELE (1973) konnte eine "Intrapermische" Faltung im W`Zentral-Iran (Raum Mahlat) feststellen. Es könnte möglich sein, daß die konglomeratische Dorud-Formation im Moro-Gebirge mit gleichaltrigen epirogenen Bewegungen zusammenhängt.

10. Der Bohnerz-Horizont dürfte der hier fehlenden Recheili-Zone (oberer Teil des GLAUS´schen Schichtgliedes) im Alborz wie auch der Hyderella - Pseudowellerella-Zone der oberen Djulfa-Schichten (STEPANOV et al. 1968) zeitlich entsprechen.

11. Es zeigt sich, daß diese Schichten des Moro-Gebirges nur mit der Nessen-Formation (GLAUS 1965) und den Djulfa-Beds (STEPANOV et al. 1968) in der Djulfa-Region zu vergleichen sind. Nur der unterste Teil des Profils dürfte zeitlich der Ruteh-Formation (ASSERETO 1963) entsprechen. Diese ist aber im Moro-Gebirge in sandig-konglomeratischer Fazies, also in der Dorud-Fazies entwickelt.

Die Nessen-Formation ist im Typus-Profil (GLAUS 1965) ca. 145 m mächtig, und sie ist im Alborz an wenigen Stellen wie bei Kandevan und Amol (STÖCKLIN et al.1971) vorhanden.

12. In dem bereits besprochenen Perm-Profil (Schichtglied Nr. 4) sowie an den anderen Perm-Ausbissen des Moro-Gebirges waren einige kleine Korallen zu finden, welche Prof. E. FLÜGEL, Erlangen, bestimmte. Es handelt sich dabei um Waagenophyllum sp. (Mitel- bis Ober-Perm).

Wie die Fossilfunde des Perm im gesamten Mittleren Osten zeigen, gab es in dieser Region während des Perm eine einheitliche, flachmarine Warmwasserfazies (WOLFART 1967, S. 179 - 180). Dies wird neben anderen Fossilien auch

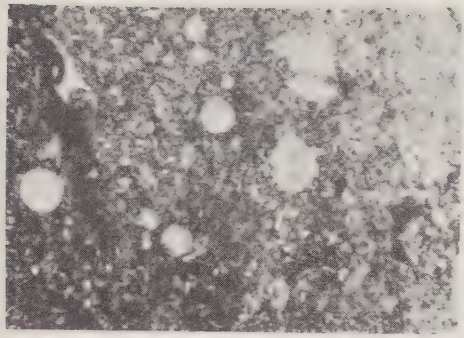


Abb. 19. Biomikrit-Biosparit mit zahlreichen Neoschwagerina sp., Ostracoden und zahlreichen problematischen Gebilden (Calcisphaeren ?) (4 X). Nessen-Formation N' Amand.

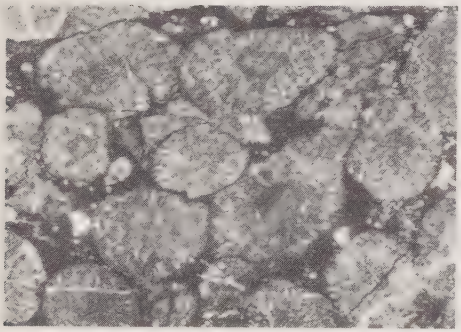


Abb. 20. Waagenophyllum sp. aus der Nessen-Formation, N' Amand.

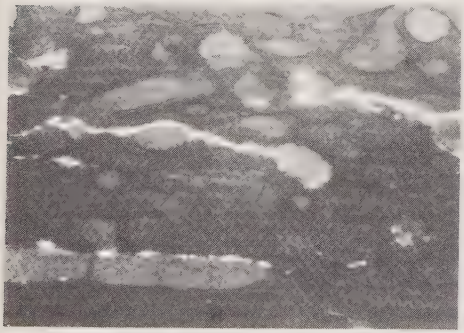


Abb.21. Bioturbation (Wurmspuren) in mikritischer Grundmasse (3.5 X) aus dem unterem Teil der Elika-Formation (Trias) N' Amand.

Abb. 22. Verbreitung der Gattung Waagenophyllum (OEKENTORP et al. 1978).

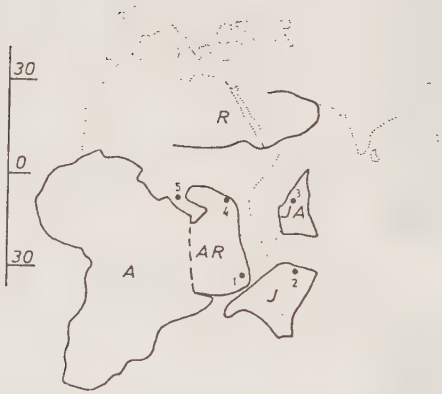


Abb. 23. Paläogeographische Zuordnung der Waagenophllum-Fauna unter Berücksichtigung der Lage der geographischen Einheiten während des Perms. Geographische Einheiten bzw. Platten: A.-Afrikanische; AR.- Arabische; I.-Indische; IA.-Iranisch-Afghanische und R.-Russische Platte (OEKENTORP et al. 1978).

durch permische Korallen bestätigt. So zeigen sich (GRÄF 1964) auf Grund der vorgefundenen Korallenfauna in den verschiedenen Regionen des Iran starke Faunenbeziehungen dieses Raumes zu S-China (Chihisia-Kalk) und besonders zur Salt Range und zu Timor.

In Arbeiten von H. FLÜGEL (1964, 1966, 1968, 1970, 1971), und OECKENTORP & KAEVER (1970) und GRÄF (1975) wird eine von den Karpaten bis S-China reichendes einheitliches permisches Meer beschrieben (Abb. 22 und 23).

In neuerer Zeit beschrieben OECKENTORP et al. (1977) wiederum Waagenophyllum-Korallen aus dem Oman, die den iranischen, japanischen und afghanischen Typen entsprechen. Diese sehr verbreitete Korallenfauna läßt sich auch mit den neuen plattentektonischen Erkenntnissen und der daraus resultierenden Lage der Kontinente während des Perm in Einklang bringen (Abb. 23).

2.3 Mesozoikum

2.3.1 Elika-Formation

TIETZE (1877) und ABICH (1858) berichteten als erste über die Trias aus den Alborz- und Djulfa-Gebieten. STAHL (1911, S. 12) gibt im Gegensatz zu seinen früheren Arbeiten (1897) die Möglichkeit des Auftretens von Trias im Iran zu. Ein Teil der Fossilien, die NIEDERMEYER bei seiner Persienreise aufsammelte, wurde von KRUMBECK (1922) in das Anis und Ladin gestellt. RIVIERE (1934) gliederte die Trias-Vorkommen im Anti-Alborz in Werfenian und Virglorian und vergleicht sie mit der transkaukasischen Trias. FURON (1941) nimmt für die Triasablagerungen im Iran ganz unbedeutende Mächtigkeiten an. STÖCKLIN (1961) berichtet über Triasablagerungen aus dem E-Iran. HUCKRIEDE et al. (1962) beschreibt aus Kerman dolomitisch-kalkige und gipsführende Fazies der Trias. Die Arbeiten von LORENZ (1964) und DELLENBACH (1964) sind ausführliche Berichte über die Trias von Alborz in neuerer Zeit (Abb. 14).

An dem Kandvanpass (Zentral-Alborz) liegt das Typusprofil der Trias, das nach dem Dorf Elika "Elika-Formation"

genannt wird und von GLAUS (1965) bearbeitet wurde.

Die Trias ist in E-Persien im Shotori-Gebirge durch die Sorkh-Schiefer-Formation (Skyth), Shotori-Formation (Anis), Melaphyr (Ladin) und die Nayband-Formation (Karn bis Rät) vertreten (RUTTNER et al. 1968 und SEYED-EMAMI 1971). Im SE-Iran ist die Trias kalkig-dolomitisch entwickelt und führt Bauxit-Horizonte. Das fossilreiche Rät hat Quarziteinschaltungen und zeigt durch seine Korallenfauna (HUCKRIEDE et al. 1962) Beziehungen zur europäisch-mediterranen Fazies und zur südasiatisch-himalayischen Fazies.
Im S- und SW-Iran sowie im Zagros-Gebirge tritt die Trias in Form der Khane-Kat-Formation auf (Abb. 24).
Sie besteht aus ca. 400 m mächtigen Dolomiten (FÜRST 1970) und geht, im Gegensatz zur unterbrochenen Sedimentation im N- und Zentral-Iran konkordant in den Lias über (Neyriz-Formation).

Völlig anders ausgebildete Trias tritt in der Nakhlak-Gegend (Zentral-Iran) auf. Sie ist hier ca. 2550 m mächtig und besteht aus Kalk, Tuff, Schiefer, Konglomeraten und Sandsteinen. Es ist das mächtigste Triasprofil im gesamten iranischen Raum und reicht vom Skyth bis ins Ladin (SEYED-EMAMI 1971) und zeigt nach GANSSER (1955) enge Beziehungen zur Trias von Timor.

Aus Azarbaidjan ist wohl das Permotrias-Profil von Djulfa das älteste und bekannteste (ABICH 1959 und 1878). RIEBEN (1934) berichtet über fragliche Trias aus dem Mischo-Moro-Gebirge. ALAVI & BOLOURCHI (1971) teilen die Trias in NW-Azarbaidjan in :
Schwarze Schiefer und grau-schwarze Kalke im Liegenden, über denen Sandsteine, graue Kalke mit Lyditen und gebankten Dolomiten mit eingelagerten Diabasen folgen.

Im Moro-Gebirge stehen Triassedimente, die konkordant über dem Perm liegen, bei Amand an. Es sind Wechsellagerungen von grauen bis dunkelgrauen, dünnbankigen, z. T. dolomitischen Kalken, die sehr fein geschichtet sind. Die Verwitterungsfarben sind gelblich-braun. Charakteristisch für die Elika-Formation im Moro-Gebirge un im gesamten Iran ist das zahlreiche Auftreten von Wurmspuren, die besonders im untersten Teil der Trias vorkommen (Abb. 21).

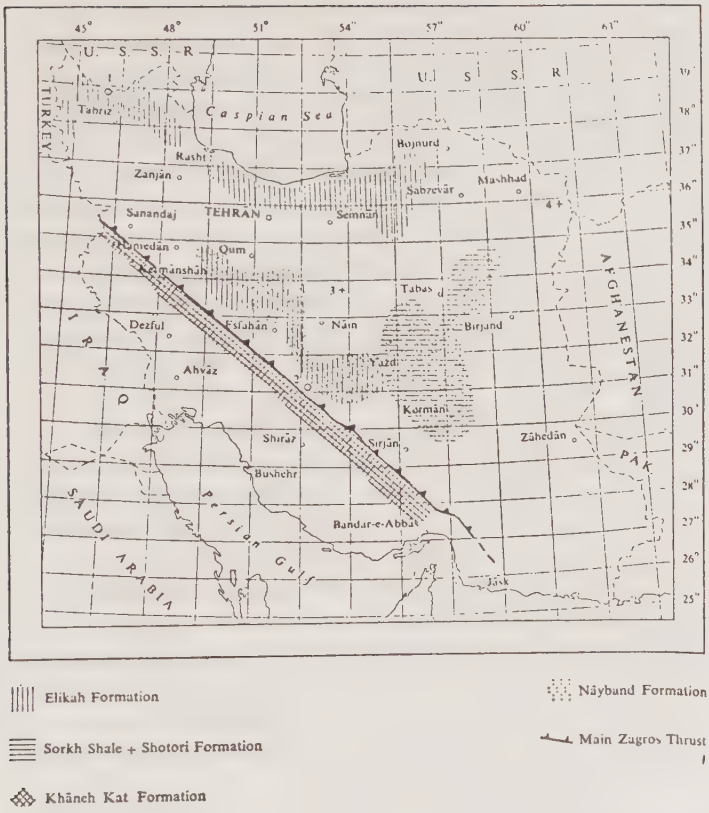


Abb. 24. Faziesverteilung der Trias im Iran (SEYED-EMAMI 1971).

Diese "Calcaires vermicules" (RIVIERE 1934) oder "Hieroglyphische" Plattenkalke (BONNET 1947) wurden aus dem Zentral-Alborz (STÖCKLIN 1960; LORENZ 1964; GLAUS 1965 und MEYER 1967), aus dem iranisch-armenischen Grenzgebiet (ABICH 1859) und aus dem Moro-Mischo-Gebirge von RIEBEN (1934) beschrieben. Aus dem Kaukasus erwähnt PAFFENGOLZ (1963, S. 37) eine ähnliche Fazies der Trias, ebenfalls mit den "Calcaires vermicules". Nach oben nehmen die Kalkbänke an Mächtigkeit zu und werden zunehmend dolomitisch. Die Elika-Formation kommt N`des Dorfes Tschele-Khane vor. Es sind dickbankige bis hellgelbe Dolomite, die stark zerbrochen und wieder durch kalkigen Zement verkittet sind. Die Ursache dieser durchgreifenden Zerstückelung des Dolomits auf dieser Seite des Moro-Gebirges ist zum einen im lithologischen Charakter des Dolomits selbst und zum anderen in der Nähe der Täbriz-Störung und ihrer Parallestörungen zu suchen.

N`des Dorfes Tschele-Khane fallen die Schichten allgemein nach W - SW ein, so daß wir nach E hin in immer ältere Schichten kommen. Im untersten Teil dieses Profils fanden sich außer den "Calcaires vermicules", einige Exemplare von Pseudomonotis caria, die untertriadisches Alter sowie die Zugehörigkeit und Verbindung dieses Triasvorkommens zu dem von Djulfa und den Zentral-Alborz-Profilen anzeigen. Es fanden sich außerdem in den Kalken:

Orbitopsella sp.
Angulodiscus cf. commnis
Miliolidae sp.
Spirolina sp.
Lunucammina sp.
Datierung: Trias

Die hellen, dickbankigen Dolomite sind wohl nach PAFFENGOLZ (1963), LORENZ (1964), GLAUS (1965), STEIGER (1967) sowie SEYED-EMAMI (1971) mit der untertriadischen Elika-Formation zu vergleichen. Sehr auffällig ist das Vorkommen von Bohnerz-Horizonten in der Trias, die im Moro-Gebirge dreimal übereinander auftreten und ein sicheres Anzeichen für Sedimentationsunterbrechungen während dieser Zeit dar-

stellen. Dies stimmt mit den Beobachtungen von STEIGER (1966, S. 37) überein.

Zwischen die Kalk- und Dolomitbänke der Elika-Formation im Tal SE' Tschele-Khane sind zweimal etwa 10 m mächtige mittelkörnige Konglomeratlagen eingeschaltet. Im Alborz stellen für SEYED-EMAMI (1971) diese Konglomerathorizonte ein Zeichen der frühkimmerischen Aktivitäten dar. Diese Erkenntnis kann auch auf das Azarbaidjan- und Moro-Gebirge übertragen werden. In die Konglomerathorizonte sind sehr oft Diabase gangartig eingedrungen. Die Gesamtmächtigkeit der Elika-Formation kann wegen der nicht vollständigen und z. T. gestörten Profile nur geschätzt werden und dürfte ± 600 m betragen. Am Typus-Profil beträgt sie 295 m (GLAUS 1965), in der Firuz-Kuh-Region 560 m (STEIGER 1966), und im Alborz ist sie mit 650 m (ALLENBACH 1966) bis 770 m (SÜSSLI 1976) angegeben. Bei Maku, NW-Azarbaidjan, sind es nach ALAVI & BOLOURCHI (1973) 500 m, und für das Moro-Gebirge kann man eine Mächtigkeit von ± 600 m annehmen. Für das Schwanken der Mächtigkeiten der Elika-Formation wird man epirogene Bewegungen und Sedimentationsunterbrechungen als Ursache ansehen dürfen (SÜSSLI 1976, S. 49).

Die liegenden Teile der Elika-Formation sind durch Pseudomonotis clarai als unterste Trias nachgewiesen. Für die höheren Teile der Elika-Formation nehmen SEYED-EMAMI (1971) mittleres Nor, SÜSSLI (1976) mittlere Trias (nach Conodonten) und BRÖNNIMANN & ZANIZETTI (1972) Anis-Alter an.

Die Untergrenze der Elika-Formation ist bei Djulfa mit der Oberkante der "Paratirolites Beds" (STEPANOV 1969) gleich zu setzen. Leider tritt dieser Horizont in anderen Regionen wie bei Täbriz oder im Zentral-Alborz nicht auf, so daß auf Grund ganz weniger Makrofossilien die "Calcaires vermicules" als unterster Teil der Elika-Formation und der Trias zu betrachten sind (GLAUS 1965). Die "Calcaires vermicules" sollen aber nach LORENZ (1964) nicht als brauchbare Grenze der Elika-Formation (Trias) und der Ruteh-Formation (Ober-Perm) anzusehen sein. Es wird jedoch

vom Verfasser wegen des Fehlens von Fossilien und des massenhaften Auftretens sowie der großen horizontalen Verbreitung der "Calcaires vermicules", dieser Einschnitt als Grenze Paläozoikum/Mesozoikum angesehen. Die Fehlergrenze hält sich dabei in kleinem Rahmen, da nach den Elika-Profilen von ALLENBACH (1966), DEDUAL (1964) und GLAUS (1965) die "Calcaires vermicules" nur in den untersten 15 m der Elika-Formation auftreten.

Während der Zeit der Elika-Formation bleibt die flachmarine Schelffazies im N- und NW-Iran bestehen; sie ist allerdings mobiler und aktiver als im Paläozoikum.

2.3.2 Shemshak-Formation

1853 berichtete GREWINGK von kohlehaltigen Serien mit karbonischen Alter aus dem Rudebargebiet (Zentral-Alborz). Diese Schichten wurden später von TIETZE (1877 und 1878) in den Lias und von STAHL (1897 und 1911) richtigerweise in den Rätolias gestellt. Die paralischen Schichten des Rätolias sind mit die auffälligsten Schichten im Alborz. Sie wurden wegen ihrer Kohleführung schon sehr früh und mit großem Interesse erforscht (RIVIERE 1934; KRUMBECK 1922). Eine ähnliche Fazies beschreiben auch HUCKRIEDE et al. (1962) aus der Kermanregion. ASSERETO (1963) und DELLENBACH (1964) führten zum erstenmal den Namen Shemshak-Formation (Abb. 25) für diese Schichten im Alborz ein. Das Typusprofil liegt N' des Lazim-Passes (Ruteh-Tal, Zentral-Alborz) und wurde von GLAUS (1964, 1965) übernommen. Es handelt sich dabei um grauschwarze Wechsellagerungen von Sandsteinen und Schiefern und Kohleflözen. Die Sandsteine haben Grauwackencharakter (GLAUS 1965, S. 89) mit grauen bis olivgrünen Farben und z. T. brauneroten Verwitterungsrinden

Die Shemshak-Formation ist im E-Iran ähnlich ausgebildet (RUTTNER et al. 1968). In der Sirjan-Rezaieh-Zone tritt die Shemshak-Formation in ähnlicher Fazies aber mit lokaler Kohleführung (z. B. Marageh SW-Azarbaidjan) auf und hat ebenfalls rätoliassisches Alter (STÖCKLIN 1971). Aus Azarbaidjan ist die Shemshak-Formation in Form von kohleführenden Schiefern und Sandsteinen in der Umgebung von Marageh

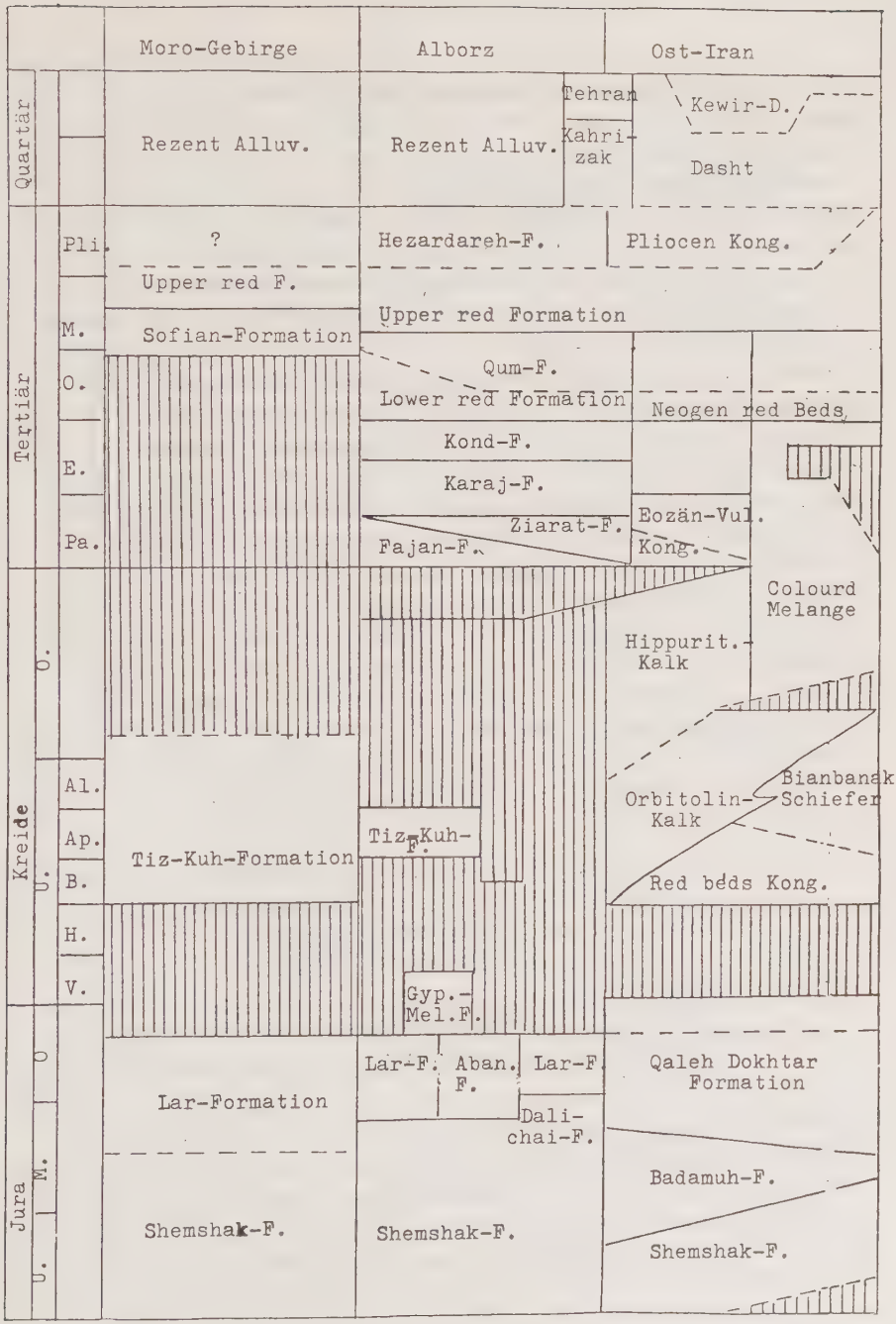


Abb. 25. Stratigraphische Tabelle des Jura, Kreide und Tertiär im Moro-Gebirge, Alborz und Ost-Iran.

bekannt. Im NW-Azarbaidjan dagegen scheint diese Schichtfolge völlig zu fehlen (ALAVI & BOLOURCHI 1973; BEGLARI 1975).

Nach DELLENBACH (1964) kann man diese paralische Fazies von Ungarn über die Türkei (BRINKMANN 1976) und den Iran bis zu den Pamirketten (ARJANG 1975) verfolgen.

Im Moro-Gebirge ist die Shemshak-Formation ähnlich wie in der Sirjan-Rezaieh-Zone ohne kohleführende Lagen ausgebildet, was bereits früher von STAHL (1911, S. 13) beobachtet wurde. Es handelt sich um schwarze bis olivgrüne, leicht zerbrechliche Schiefer mit Einschaltungen von z. T. grobkörnigen Sandsteinen und braunen bis tiefbraunen fossilreichen Kalken (Abb. 21). Die Folge liegt transgresssiv über triadischen Kalken und Dolomiten und älteren Schichten. Wegen ihrer tektonischen Mobilität sind viele Störungen an die Shemshak-Formation gebunden, so daß ein vollständiges, ungestörtes Profil nicht gefunden wurde. Im mittleren Moro-Gebirge ist die Shemshak-Formation als Liegendes des kammbildenden oberen Jura, der von der Lar-Formation (Dolomit) gebildet wird, anzutreffen. Im SW-Teil, nahe dem Dorf Khajeh.Marjan ist die Shemshak-Formation mit ihren schwarzen Farben und kuppiger Morphologie schon von weitem zu erkennen. An dieser Lokalität besteht folgendes Profil:

4.	230 m	Wechsellagerung von schwarzen Schiefern und Sandsteinen (Abb. 27), im mittleren Teil braune, fossilreiche Kalke (Lamellibranchiaten, Brachiopoden)
3.	ca. 20m	Melaphyre
2.		braune, z. T. hämatithaltige Erosionsfläche
1.		liegender Dolomit der Trias (Elika-Formation)

Die Schichten liegen flach oder fallen mit höchstens 15° Neigung nach NE ein.

Die Erosionsfläche ist durch epirogene Bewegungen an der Wende mittlere - obere Trias (ALLENBACH 1966) entstanden. Diese Erosionsphase zeichnet sich außerdem in den Zanjan- und Sotanieh-Gebieten (STÖCKLIN et al. 1965) sowie im Zentral-Alborz (LORENZ 1964; GLAUS 1965;

ALLENBACH 1966) und im NE-Iran (RUTTNER et al. 1968) ab. Zagros und Kopet-Dag bilden in dieser Zeit Tiefgebiete mit durchgehender Sedimentation.

Der Grenzhorizont zwischen Elika-Formation und Shemshak-Formation ist meist durch einen Melaphyr gekennzeichnet (DELLENBACH 1964; ALLENBACH 1966; STEIGER 1966). Obwohl DEDUAL (1967) und STÖCKLIN (1969) diesen Grenzmelaphyr in ihren Arbeitsgebieten nicht angetroffen haben, ist es wahrscheinlich, daß das Fehlen auf präliasische Erosion zurückzuführen ist.

Das Alter der Shemshak-Formation ist schon lange mit Hilfe von Pflanzenresten (ERNI 1931) als Rätolias bestimmt worden. In jüngerer Zeit hat KILPPER (1971) dieses Alter durch erneute Bestimmung bestätigt. Außerdem sind reichlich Lamellibranchiaten und Ammoniten aus diesen Schichten (ASSERETO et al. 1971; SEYED-EMAMI & NABAVI 1977) bekannt. Auf Grund dieser Ammoniten ist ein Alter von Rät bis Bajocien oder bis mittleres Toarcien - unteres Aalenien für die Shémshak-Formation anzunehmen.

Im Moro-Gebirge fanden sich in den kalkigen Horizonten der Shemshak-Formation folgende Mikrofossilien (Abb. 28):

Spirobis sp.
Orbitossella praecursor (GÜMBEL)
Trocholina sp.
Eggerella sp.
Clomospira sp.
Anguladiscus communis
Datierung: Ober-Trias - Lias

Die Mikrofossilliste der Shemshak-Formation zeigt, daß es sich auch im Moro-Gebirge um Rätolias handelt. Ob sie auch in den Dogger hineinreicht, konnt nicht festgestellt werden.

Die Shemshak-Formation ist eine sehr mächtige und z. T. auch sehr eintönige Serie, die an der Typlokalität ca. 1240 m mächtig ist. Nach W nimmt die Mächtigkeit ab (STEIGER 1966), so daß sie in der Zanjan-Region ca. 1000 m und im Moro-Gebirge ca. 500 m beträgt. Weiter N' fehlt

sie völlig. Im Shotori-Gebirge (E-Iran) beträgt die Mächtigkeit ca. 1000 m (RUTTNER et al. 1968) und nimmt in der Kerman-Region im SE bis auf 2000 - 3000 m zu (HUCKRIEDE et al. 1962, S. 81, Abb. 41). Bei diesem Gebiet dürfte es sich wohl um einen Spezialtrog handeln.

Die Obergrenze ist nicht so scharf definiert, sondern findet einen allmählichen Übergang zur Dali-Chai-Formation (oberer Dogger) oder Lar-Formation (oberer Dogger bis mittlerer Malm).

Die rein marine Sedimentation der Trias findet in der Shemshak-Formation ein zeitweiliges Ende. Es kommt zur Sedimentation von paralisch - limnischen Ablagerungen mit geringem marinen Anteil. Die Komponenten der Sandsteine sind schlecht gerundet und zeigen ein nahes Liefergebiet an. Die Ursache für das Fehlen der Kohlen in der Sirjan-Rezaieh-Region und im Moro-Gebirge dürfte mit der Aktivität der Zagros-Überschiebung und anderen aktiven Störungen und dadurch bedingter größerer mariner Einfluß, zusammenhängen. Während es im Zagros-Gebiet zu geosynklinalen Ablagerungen kam, bildete sich in der Sirjan-Rezaieh-Zone eine Übergangszone zu den paralischen Bildungen im übrigen Iran. Der starke marine Einfluß in diesem Raum schwächt sich nach N, NE und E hin ab, so daß es zur Bildung von schwarzen, pflanzenführenden Schiefern mit marinen Kalkbänken z. B. im Moro-Gebirge kommt.

2.3.3 Lar-Formation

Über der Shemshak-Formation folgt im N- und im Zentral-Iran mit einer allmählichen Grenze eine ca. 300 m mächtige Kalk-Dolomit-Folge, die mit ihren z. T. zahlreichen Fossilien schon seit langem aus diesem Raum bekannt ist.

Die ersten Kenntnisse über den mittleren und oberen Jura stammen von GREWINGK (1853) und LOFTUS (1854). 1890 berichtet WEIHOFER über Jura- und Kreidevorkommen aus NW-Persien. Ausfü[illegible]lich beschrieben wurde der Jura von [illegible]NE (1881) am E-Ufer des Urmiah-Sees.

[illegible]TAHL, der verschiedene Juravorkommen bearbeitet hat, be-[illegible] in [illegible]ner letzten Arbeit (1911) Ammoniten

der Kelloway-Stufe (oberer Dogger) und Oxford-Stufe. Nach seinen Untersuchungen sind diese Ammoniten auch im Transkaukasus, im Alborz, in der Türkei und im Hindukusch zu finden. KRÜMBECK (1922) bearbeitete die Fossilien der NIEDERMEYER-Reise in den Iran (1911) und stellte einige Ammoniten in den Dogger. ERNI (1931) hat ein Jura-Profil längs der Straße von Teheran nach Firuzkuh bei Dali-Chai (= verrückter Fluß) aufgenommen. RIEBEN (1934) und RIVIERE (1934) erwähnen die oberjurassischen Vorkommen aus dem Alborz und aus Azarbaidjan. Nach FURON (1940) ist auch die Portland-Stufe im Alborz vertreten. In den 60-iger Jahren wurde im Alborz die Jura-Formation gründlich von der Züricher Schule aufgenommen und untersucht (LORENZ 1964; ASSERETO 1966 b; DEDUAL 1967 und MEYER 1967).

1964 untergliederte das stratigraphische Komitee des Iran die kalkig-mergeligen und dolomitischen Schichten des Jura im N- und Zentral-Iran in zwei verschiedene Formationen. Die über der Shemshak-Formation liegende kalkig-mergelige Folge wurde nach dem von ERNI (1931) beschriebenen Profil Dali-Chai-Formation genannt (Abb. 25). Die dolomitisch-kalkigen Schichten des über der Dali-Chai-Formation liegenden Jura wurde nach dem Typus-Profil im Lar-Tal (ASSERETO 1966 b) bezeichnet. Diese Gliederung ist in einigen Regionen, wie im Gebiet Velian-Kechire´(Zentral-Alborz) nach MEYER (1967) und Zanjan (STÖCKLIN et al. 1969) nicht möglich. Deswegen wird der gesamte über der Shemshak-Formation liegende Jura als Lar-Formation bezeichnet.

Der Ober-Jura tritt in ähnlicher Fazies weiterhin im Shotori-Gebirge (RUTTNER et al. 1968), in Kerman (HUCKRIEDE et al. 1962; SEYED-EMAMI 1971) und bei Takab (ALAVI & AMIDI 1968) auf. In NW-Azarbaidjan fehlen sowohl diese oberjurassischen Schichten als auch die darunter liegende Shemshak-Formation (ALAVI & BOLOURCHI 1973).

Eine Untergliederung des kalkig-dolomitischen Jura in die Dali-Chai- und die Lar-Formation ist auch im Arbeitsgebiet nicht möglich gewesen. Daher wird das gesamte ca. 300 m mächtige Paket als Lar-Formation bezeichnet. Diese weißen kammbildenden (Abb. 27) Dolomite des Moro-Gebirges wurden auch von STAHL (1903) und RIEBEN (1934) für Ober-Jura

gehalten.

Es sind dickbankige, helle, z. T. auch mittelbankige Dolomite, die auch die höchsten Bergipfel des Moro-Gebirges bilden (Abb. 30). Nach LORENZ (1964) sollen diese Dolomite charakteristische Chertknollen führen, die aber im Untersuchungsgebiet nicht beobachtet werden konnten.
An der Basis der Lar-Formation treten Kalkbänke auf, deren Mächtigkeit 10 m nicht übersteigt, die aber auch gänzlich fehlen können.

Die Dolomite scheinen nur im Mischo-Moro-Gebirge vorzuherrschen, denn etwa 50 km SW' dieses Gebietes kommt der unterste Ober-Jura bei Azar-Shar in kalkiger Fazies und mit einer reichen Ammonitenfauna (BORNE 1891) vor. Dieser Unterschied ist wohl auf Hebungen und Senkungen längs der Täbriz-Störung zurückzuführen.

Im Moro-Gebirge konnten in diesen Schichten keine Fossilien gefunden werden. Sie sind aber durch zahlreiche Fossilfunde belegt (LORENZ 1964; STEIGER 1966; STÖCKLIN 1969), so ist diese Folge in das Bathon - Portland zu stellen.

Die Liegend-Grenze der Lar-Formation bildet eine helle Kalkbank, die sich optisch und morphologisch stark von den Mergeln, Schiefern und Sandsteinen der Shemshak-Formation abhebt.

Über den oberjurassischen Dolomiten der Lar-Formation liegen transgresssiv unterkretazische rote Sandsteine und Konglomerate (s. S. 68).

Im Zentral-Alborz sind die Gesamtmächtigkeiten der kalkig-dolomitischen Ober-Juraschichten stark unterschiedlich: 60 m (MEYER (1967), 180 m (LORENZ 1964), 334 m (STEIGER 1966), 500m (STÖCKLIN 1969). Im Moro-Gebirge ist diese Folge ca. 300 m mächtig. Das z. T. völlige Fehlen des oberen Jura (GLAUS 1965) und ALAVI & BOLOURCHI (1973), CARTIER (1976) sowie die gebeitsweise auftretenden großen Mächtigkeiten, z. B. im Shotori-Gebirge mit 3200 m (RUTTNER et al. 1969) führt zu der Annahme, daß der gesamte Raum des Ober-Jura-Meeres durch Schwellen und Becken gegliedert war (STEIGER 1966, S. 54, 66).

2.3.4 Tiz-Kuh-Formation

Die Unter-Kreideschichten des Alborz sind von STAHL (1897, 1911), MORGAN (1905), KRUMBECK (1922), FURON (1941) und STÖCKLIN & HUBER (1959) bearbeitet worden. Zu erwähnen sind auch die Arbeiten von KÜHN (1937), SCHENK (1938), CLAPP (1940) und BONNARD (1944).

In jüngerer Zeit führte DELLENBACH (1964) eine faunistische Gliederung der Unter-Kreide durch. Von ASSERETO & IPPOLITO (1964) sowie ASSERETO (1966 b) und STEIGER (1966) stammen die Beschreibungen des unterkretazischen Typus-Profiles. Diese Arbeiten bildeten in den folgenden Jahren die Grundlage der Erforschung und Bearbeitung der Unter-Kreide im Zentral-Iran und im Alborz (Abb. 25). Das Typus-Profil befindet sich bei dem Berg Tiz-Kuh (= steiler Berg), SW' Damavand, nahe der Ortschaft Polur (Zentral-Alborz). Die Tiz-Kuh-Formation ist ein Schichtpaket, das zuunterst aus roten Sandsteinen und Konglomeraten besteht, die von gut gebankten grauschwarzen Orbitolinen-reichen Kalken überlagert werden. In Azarbaidjan werden von SEYED-EMAMI et al. (1972) aus dem Talesch-Gebirge (SE-Azarbaidjan) und von ALAVI & BOLOURCHI (1973) aus der Maku-Region (NW-Azarbaidjan) unterkretazische Schichten erwähnt.

Die Orbitolinenkalke, die RIEBEN (1934) in der Gegend von Tschele-Khane beschreibt, sind der älteste und bisher einzige Hinweis auf Unter-Kreide im Moro-Gebirge. Diese unterkretazischen Ablagerungen sind innerhalb des Moro-Gebirges auf den N- bis NW-Teil beschränkt. Im S und SE sowie im SW sind sie bei stärkeren Hebungen erodiert worden. Nur 100 m S' Khadje-Mardjan kommen die unterkretazischen Schichten in einer Art Grabenstellung vor. Es sind zunächst grobkörnige, rote bis gelbe Sandsteine. Sie enthalten z. T. konglomeratische Bänke mit bis zu 5 cm großen Komponenten (Dolomite und Kalke), die kalkig gebunden sind. Diese braun verwitternden Konglomerate und Sandsteine gehen in rötliche, bankige Kalke über. Den Abschluß dieser unterkretazischen Folge bildet eine Wechsellagerung von schwarz-grauen Kalken und Dolomit-Bänken. Wegen ihrer Reinheit werden diese Kalke für eine

große Zementfabrik in der Nähe von Sofian abgebaut. Im Tal N' der Zementfabrik wurde am N-Hang ca. 1500 m taleinwärts folgendes Profil (Abb. 26) aufgenommen:

Hangendes:

17. 2,0 m grauer bis gelblicher, z. T. heller Kalk mit:

Valvulamina picandi HENSON
Pseudochrysalidina sp.
Nezzazata sp.
Rudistenfragmente
Datierung: Apt - Cenoman

16. 4,80 m graugelbe Mergel mit:

Pseudochrysalidina sp.
Orbitolina sp.
Rudistenfragmente
Datierung: Apt - Cenoman

15. 11,50 m grauschwarzer, dickbankiger, z. T. kieseliger Kalk mit Rudistenfragmenten; nach LORENZ (1964, S. 30) ist dieser Rudisten-führende Kalk in die Mittel-Kreide zu stellen

14. 30,6 m Wechsellagerung von schwarzen, zerklüfteten, grau verwitternden Kalken mit hellen Dolomiten

13. 20,5 m schwarze, dickbankige (bis 1 m mächtige) Kalke mit zahlreichen Orbitolinen, Lamellibranchiaten und Brachiopodenbruchstücken (Abb. 29). Daraus konnten folgende Fossilien bestimmt werden:

Orbitolina sp.
Praeorbitolina sp.
Caneolina sp.
Avicularia sp.
Cylindroporella sp.
Permocalculus sp. ELIOT
Datierung: Apt - Alb

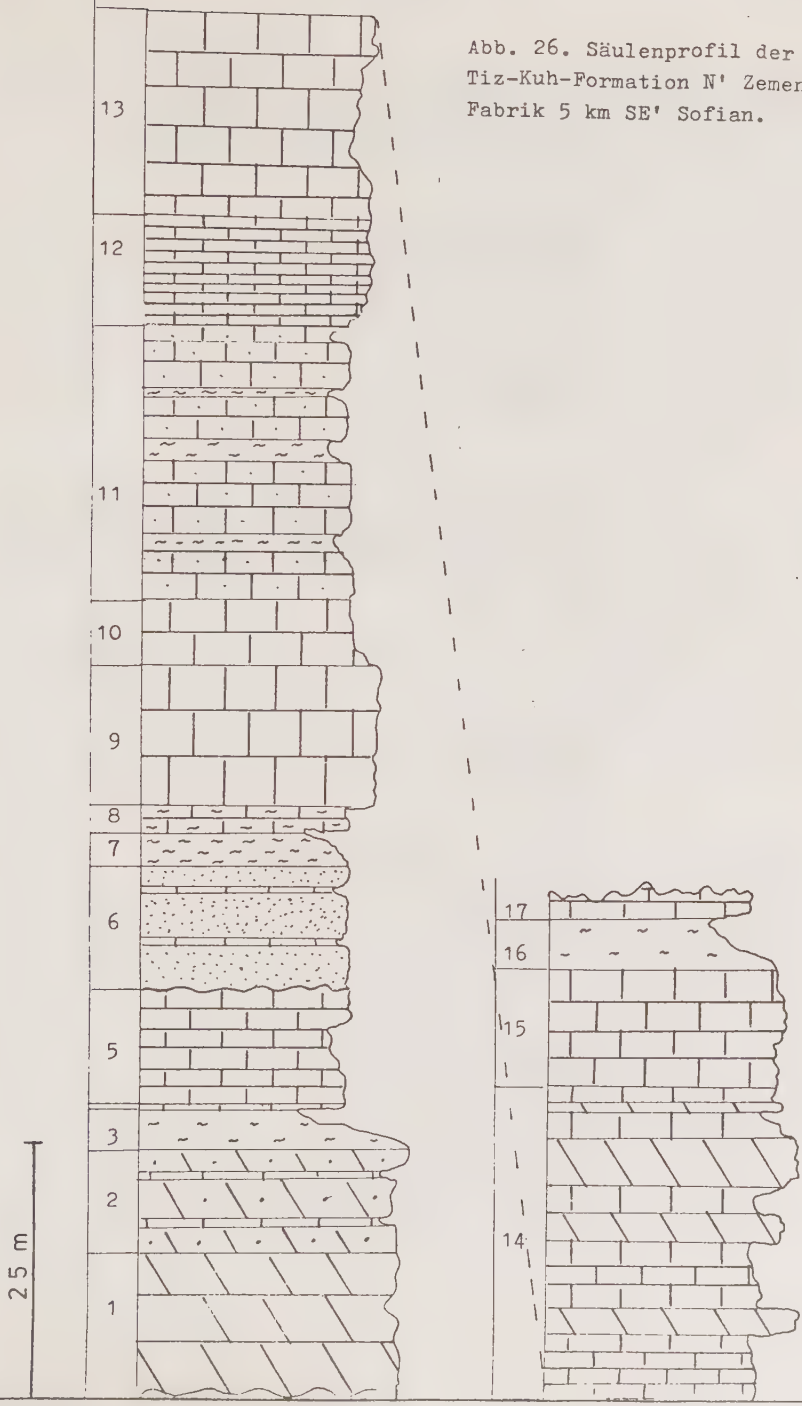


Abb. 26. Säulenprofil der Tiz-Kuh-Formation N' Zement-Fabrik 5 km SE' Sofian.

12. 10,0 m graue, sandige, plattige Kalke

11. 28,10 m Wechsellagerung von dunklen Mergeln und sandigen schwarzen Kalken, reich an Orbitolinen:

Pseudochrysalidina sp.
Orbitolina sp.
Nezzazata sp.
Datierung: Apt - Cenoman

Orbitolinopsis sp.
Choffatella sp.
Datierung: Apt

10. 6,40 m dickbankige, graue Kalke mit:

Orbitolina (Mesoorbitolina) texana ROEMER
Orbitolina (Mesoorbitolina) cf. corni SCHROEDER
Palorbitolina lenticularis BLUMENBACH
Datierung: Apt

9. 14,0 m weiße, stark zerstückelter dolomitischer Kalk, gelblich verwitternd. Im unteren Teil fanden sich:

Pseudocylammina sp.
Praeorbitolina sp.
Orbitolina sp.
Pseudochrysalidina sp.
Hensonella cylinerica ELLIOT
Datierung:Apt

8. 2,5 m rote, gebankte Kalke mit starker äußerer Ähnlichkeit mit den Knollenkalken des oberen Kambriums mit:

Orbitolinidae
Dictyoconus sp.
Gastropoden
Datierung: Barreme . Apt

7. 3,7 m rote Mergel

6. 12,0 m konglomeratischer Sandstein (bis 0,5 cm), rötlichbraun verwitternd, mit vereinzelten dünnen Einschaltungen von rötlichen, sandigen Kalken mit:

Orbitolinidae
Praeorbitolina cormi SCHROEDER
Dictyoconus aff. arabicus HENSON
Datierung: Barreme - Apt

Bei diesen Schichten handelt es sich um ein Transgressionskonglomerat der Unter-Kreide, welches hier erst im Barreme einsetzt und beinahe konkordant (50°/38° NW) dem fraglichen Ober-Jura (50°/45° NW) aufliegt. Trotz dieser Schichtlücke dürfte keine nennenswerte Bewegung stattgefunden haben.

5. 11,35 m schwarzer, meist stark rötlich verwitternder Kalk mit:

Miliolidae
Textularidae
Datierung: Jura(?)

4. 0,65 m dunkle Kalkbank mit:

Trocholseus (?) sp.
Datierung: Nicht möglich

3. 4,08 m schiefriger Mergel von grau-gelber Farbe

2. 10,2 m schwarzer, dickbankiger (bis 5m), an der Oberfläche grauer Dolomit mit kalkigen Zwischenlagen. Fossilien:

Gastropoden und andere Fossilfragmente
Datierung: Nicht möglich

1. 13,88 m heller bis grauer Dolomit, stark zerbrochen

Die unterkretazische Folge im Moro-Gebirge ist vergleichbar mit dem Typus-Profil der Tiz-Kuh-Formation (ASSERETO 1964, 1966 b). Eine Ausnahme in dem unterkretazischen Vor-

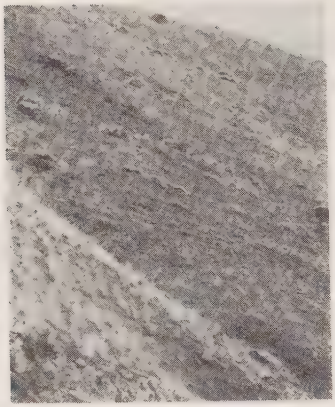


Abb. 27. Wechsellagerung von Schiefer und Sandsteinen in der Shemshak-Formation NE' Khaje-Marjan.

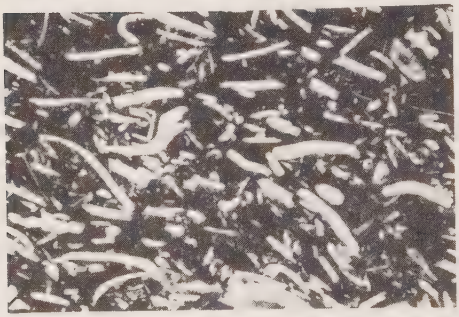


Abb. 28. Biomikrit. Der biogene Detritus besteht aus Schalenresten von Brachiopoden, seltner aus Gastropoden, Seeigelstacheln Foraminiferen (Nodosaria-Typ), Ostracoden und fraglichen Dasycladaceen-Bruchstücken (4 X). Shemshak-Formation NE' Khaje-Marjan

Abb. 29. Biomikrit. Sehr häufig Orbitolinen (Meso-Orbitolinen) und Algen (Dasycladaceen) u. a. (4 X). Tiz-Kuh-Formation NE' Tschele-Khane.

kommen bilden die Schichten im Raum Esfahan, die zwar eine ähnliche Ausbildung wie im Moro-Gebirge und Alborz-Gebirge besitzen, aber eine sehr viel größere Mächtigkeit aufweisen (ca. 730 m nach SEYED-EMAMI 1971; MEHRNUSCH 1973). Auffallend sind die Faziesähnlichkeit sowie die im gleichen stratigraphischen Niveau durchziehenden Transgressionskonglomerate im Liegenden der Tiz-Kuh-Formation. Die Mächtigkeit der basalen Sandsteine und Konglomerate der Unter-Kreide betragen bei Esfahan ca. 20 m (SEYED-EMAMI 1971), 10 - 20 m im Alborz (DEDUAL 1967), 30 m im Maku (ALAVI & BOLOURCHI 1973) und 12 m im Moro-Gebirge (S.68).

Ähnliche Fazies- und Mächtigkeitsverhältnisse des Basalkonglomerates in Zentral- und NW-Persien (GANSSER 1955) weisen auf ein geringes Relief in diesem Bereich während des Beginns der Meerestransgression hin. Die Mächtigkeiten der kalkigen, über dem Basalkonglomerat liegenden Schichten des Barreme - Apt sind wegen der in dieser Zeit einsetzenden epirogenen Bewegungen und der damit verbundenen Bildung von Becken und Schwellen unterschiedlich: 740 m bei Esfahan, 170 m bei Tiz-Kuh, 1000 m bei Zanjan, 300 m bei Maku und 181 m im Moro-Gebirge. Natürlich haben dabei prätertiäre Hebungen und die damit verbundene verstärkte Erosion eine wichtige Rolle gespielt (ASSERETO 1966, S. 36). ALLENBACH (1966, S. 36) berichtet von einer unterkretazischen Gips-Melaphyr-Formation, die im Liegenden der Tiz-Kuh-Formation stellenweise zu beobachten ist. STÖCKLIN (1961) betrachtet diesen Gips als sekundäre Ablagerung, die ursprünglich im Ober-Jura des E-Irans sedimentiert worden ist. Diese Gipslagen sollen dabei im Verlauf der Regression des Jura-Meeres entstanden sein. Die zusammen mit dem Gips auftretenden Melaphyre könnten nach FÖRSTER (1977, S. 289) auf die fortschreitende Zerbrechung des A-Kontinents hinweisen. Da im NW-Iran keine Melaphyre in diesem Zeitraum auftreten, könnte man annehmen, daß in diesem Raum nicht dieselben tektonischen Kräfte wirksam waren

Abb. 30. Kammbildende Lar-Formation über sandig-schiefe-rigen Schichten der Shemshak-Formation im Hauptzug der Moro-Gebirge N' Tschele-Khane.

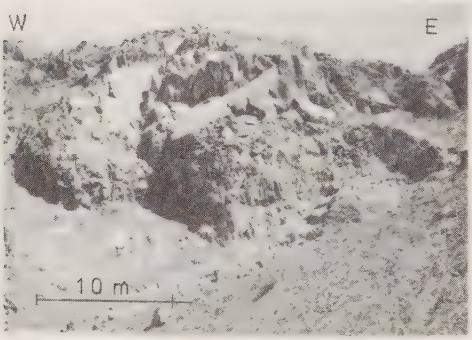


Abb. 31. Flach nach NW und S einfallende Störungen (Ab-schiebungen) in der unterkre-tazischen Tiz-Kuh-Formation SE' der Zementfabrik 5 km SE' Sofian.

Abb.32. Tertiäres Basalkonglo-merat in 1900 m Höhe im NW-Teil des Moro-Gebirges NE' Maralgos.

3 m

Die Schichten der Tiz-Kuh-Formation liegen schwach diskordant auf oberjurassischen, mächtigen, dickbankigen, weißen Dolomiten. Nach SEYED-EMAMI (1971, S. 96) hat diese Transgression Barreme - Apt-Alter. Die Fossilien im Moro-Gebirge zeigen ein vorbarremisches - barremisches Alter für die Transgression an. Die Obergrenze der Tiz-Kuh-Formation ist in vielen Teilen Irans durch eine große Schichtlücke zwischen dieser Formation und verschiedenen Tertiär-Formationen gekennzeichnet. So wird sie z. B. im Moro-Gebirge von einem untermiozänen Transgressionskonglomerat überlagert.

2.4 K ä n o z o i k u m

2.4.1 Tertiär

2.4.1.1 Sofian-Formation

Tertiäre Schichten sind im Iran und in Vorderasien sehr weit verbreitet. In einigen Regionen, wie z. B. im Alborz, sind sie fast vollstädnig ausgebildet (GLAUS 1965; LORENZ 1964).

Von den Tertiärablagerungen sind die Schichten des Oligozäns wegen ihrer großen Verbreitung und Mächtigkeit und ihrer Bedeutung als Erdölspeichergesteine sehr gründlich erforscht. Diese mächtige Serie (ca. 6000 m) wurde wegen ihrer dreiteiligen Ausbildung, vor allem von RIEBEN (1934), DOZY (1955) und FURRER & SODER (1955) folgendermaßen gegliedert (Abb. 25):

1. Lower Red-Formation: Gipsführende Mergel mit Sandsteinen und Vulkaniten, z. T. Salzablagerungen, ca. 1000 m mächtig (FURRER & SODER 1955) mit unter- bis Mittel-oligozänen Alter.

2. Qum-Formation: Marine Kalke und Mergel mit vielen Korallen, Bryozoen, Mikrofossilien sowie mit Gipshorizonten. Diese Formation wurde von STÖCKLIN (1971) in 6 Einheiten untergliedert. Sie können 630 bis ca. 2000 m mächtig werden und haben oberoligozänes

bis untermiozänes Alter.

3. Upper Red-Formation: Tiefrote bis grüne salzhaltige Tone sowie verschiedene rötliche Sandsteine und Konglomerate. Ihre Mächtigkeit ist 4000 - 6000 m. Sie haben miozänes bis pliozänes Alter.

RIEBEN (1934) beschreibt ähnliche Schichten aus dem Raum Azarbaidjan und Täbriz. Im Moro-Gebirge gehören die ältesten Schichten dem unteren Miozän an. Ältere Schichten, d. h. Paleozän (Fazan-Formation), Eozän (Karadj-Formation) und Oligozän (Lower Red-Formation) und der untere Teil der Qum-Formation sind in diesem Gebiet (s. Fossilliste, S.) nicht ausgebildet.

Die Schichten des Tertiärs sind im Moro-Gebirge folgendermaßen ausgebildet:

1. Basal- (Transgressions-)Konglomerat ca. 100 m (Abb. 32)
2. Korallenkalke 30 m mächtig

Allerdings sind die Korallenkalke außerhalb des Arbeitsgebietes mit ca, 250 m Mächtigkeit vertreten. Die dritte Einheit (die Upper Red-Formation), die sich aus roten Mergeln, Tonen, Sandsteinen, Gips und Salz zusammensetzt und ca. 2000 m mächtig ist, tritt in meinem Arbeitsgebiet nicht auf.

Die Schichten des Tertiär sind auf den N-Teil des Arbeitsgebietes begrenzt. Das Basal-Konglomerat liegt auf der präkambrischen Kehar-Formation bzw. auf verschiedenen paläozoischen und mesozoischen Schichten. In anderen Gebieten des Moro-Gebirges ist diese Formation zum einen auf Grund der Heraushebung und einer nachfolgenden Abtragung des Moro-Gebirges nicht mehr anzutreffen, zum anderen ist durch das gleichzeitige Absinken der umliegenden Räume (besonders im SW-Teil) entlang von Störungen, das Tertiär durch junge Verhüllung verdeckt.

An der NW-Seite des Moro-Gebirges bei dem Dorf Garos wurden in den wenigen Kalkbänken des Basalkonglomerates

folgende Fossilien gefunden:

Lithophyllum sp.
Lithoamnium sp.
Heterostegina sp.
Lenticulina sp.
Operculina sp.
Globigerina sp.
Lepidocyclina sp.
Kuphus sp.
Planorbulina sp.
Rotalia sp.
Miliolida sp.
Miogypsinoides sp.
Datierung: Aquitanian

In den Korallenkalken (Corallina limestone), die über den Basalkonglomeraten liegen, fanden sich N' Garos (Außerhalb des eigentlichen Arbeitsgebietes) folgende Fossilien:

Tubacellaria sp.
Miogypsina sp.
Miogypsinoides sp.
Rotalia sp.
Operculina cf. camplanata
Amphistegina sp.
Ostrea latimarginata
Datierung: Burdigal

Die Schichten in meinem Arbeitsgebiet weisen gegenüber der oben angeführten Gliederung in anderen Gegenden des Iran viele Unterschiede auf:

a. Die oligozäne Lower Red-Formation fehlt gänzlich. Das etwa 120 m mächtige Basalkonglomerat des untersten Miozän ist nicht mit ihr gleichzusetzen.

b. Die Qum-Fazies ist im Moro-Gebirge nur auf das Aquitan - Burdigal beschränkt. Sie ist trotz fazieller Ähnlichkeit (Gipsführung, Korallenkalk, Mergel) jünger als die eigentliche Qum-Formation im Sinne von DOZY (1955).

c. Nach ANSARI (1965) sind in der Qum-Formation andesitische Intrusionen bei Mianeh zu beobachten, die im Moro-Gebirge und im Raum Maku (ALAVI & BOLOURCHI 1973) nicht zu finden sind.

Um dieser selbständigen Entwicklung gerecht zu werden, wird vom Verfasser die Bezeichnung Sofian-Formation für die Schichten des Aquitan bis Burdigal in Azarbaidjan vorgeschlagen. Diese liegen unter den postburdigalen Rotserien im Raum Täbriz. Auch in der Region von Maku (NW-Azarbaidjan) sind ähnliche Verhältnisse gegeben. Die von ALAVI & BOLOURCHI (1973, S. 32) angeführten oligozän - miozänen Schichten, die aus dem Basalkonglomerat, Korallenkalk und Mergel bestehen, sind alle jünger als Aquitan (s. Fossillisten S.). Aus der E-Türkei sind diese Miozänschichten als Silva-Formation bekannt (BRINKMANN 1976).

Wie die Fossillisten andeuten, ist die Sofian-Formation als der obere Teil der Qum-Formation zu betrachten. Allerdings liegt sie nicht über der Lower Red-Formation. Ihre Mächtigkeit ist etwas geringer als die der Qum-Formation.

Das Fehlen der kalkigen Ausbildung des Miozän in unmittelbarer Nähe von Täbriz (NABAVI 1976, S. 48) ist aller Wahrscheinlichkeit nach durch Erosion bedingt, da diese kalkige Ausbildung sowohl N' als auch SE' davon nachgewiesen wurden.

2.4.2 Quartär

Die Heraushebung des iranisch-kaukasischen Gebirges unter gleichzeitiger mehrphasiger Senkung des Binnenbeckens (rezidive Gebirgsbildung nach KOSSMAT 1908) im Miozän, setzte sich im Quartär fort. Die dadurch entstandenen Höhenunterschiede führten zu gewaltigen Ablagerungen von Schutt und Lockermassen (NIEDERMEYER 1920, S. 50). Diese nehmen heute mehr als die Hälfte der Fläche des Iran (NABAVI 1976) und des Kaukasus (PAFFENGOLZ 1962, S. 102) ein. Gebietsweise sind sie bis 1000 m und bei Zabol (SE-Iran) bis 2000 m mächtig (AGAH, mündliche Mitteilung bei NABAVI 1976). Die Abtragung dieser

enormen Schuttmassen war durch den klimatischen Umschwung von einer Warmzeit im Tertiär zu einer Kaltzeit im Quartär begünstigt (GRYTSCHENKO 1960; MOSKVITE 1965).

Während des Quartärs führte die Zunahme der Höhe des Gebirges zu starken Niederschlägen; dadurch begünstigte Wilwasser (HUCKRIEDE 1962, S. 124) verursachten große Schotterbildungen in den Tälern des Mittleren Ostens (u. a. auch im Moro-Gebirge). Die intramontanen Becken ertranken im Schutt, wobei die Erhebungen inselartig aus den Schuttmassen herausragten. Im Gegensatz zu den meist salzhaltigen Tertiärablagerungen weisen die wasserführenden Quartärsedimente auf Grund ihrer Salzarmut meist auf wichtige Wasserspeicher für die Trinkwasserversorgung hin.

Die landwirtschaftlich nutzbaren Gebiete sowie die Stadt Sofian und einieg weitere Ortschaften liegen auf diesen quartären Schottern, und zwar auf der SW-Seite der Täbriz-Störung.

Da im N, NE und E des Moro-Gebirges vorwiegend tertiäre Sedimente vorliegen, sind die Anbaugebiete bzw. die Siedlungen hauptsächlich auf kleine, schmale, N-S verlaufende Quartärterrassen beschränkt (s. auch MAYER 1965), aus denen inselartig das Moro-Gebirge herausragt. Die konglomeratischen, z. T. nagelfluhartigen, kalkig gebundenen Sedimente sind hauptsächlich aus dem Detritus des Moro-Gebirges aufgebaut. Seltener sind jüngere (holozäne) vulkanogene Bildungen mit bis zu 25 cm großen Komponenten aus den Nachbarregionen, z. B. bei Sohrol, zu beobachten.

Wo das Quartär über Sandsteinen und Tonen des Tertiär liegt, tritt eine Winkeldiskordanz auf, die zwischen Tonen und Quartärablagerungen stärker ist, als zwischen Sandsteinen und Quartär. Das zeugt von einer stärkeren Mobilität der Tone.

Große Sedimentmächtigkeiten an der SW-Seite des Moro-Gebirges und geringmächtige Schichten an seiner NE-Seite lassen sich mit einer stärkeren Senkung des Urmiah-Beckens im SW der Täbriz-Störung erklären.

Glaziale Sedimente und Formen sind im Moro-Gebirge nicht festgestellt worden. Da die Schneegrenze während des Quartärs bei ca. 3400 m lag, der höchste Gipfel des Moro-Gebirges aber nur 2184 m hoch ist (Mischo-Gebirge ca. 3155 m), sind Glazialerscheinungen auch nicht zu erwarten (s. BOBECK 1934, 1937, 1953, 1957; LOUIS 1944, S. 477; GLAUS 1965, S. 152).

3 MAGMATISCHE GESTEINE

3.1 S y e n i t

Am SE-Ende des Arbeitsgebietes, ca. 0,4 km NW' Amand, tritt in einem plutonischen Komplex von etwa 0,6 km^2 ein mittel- bis grobkörniger, fleischfarbener bis tiefroter, stark verwitterter und tektonisch z. T. extrem beanspruchter Syenit auf. In diesem Teil des Moro-Gebirges liegt er unter transgredierender oberer mittelpermischer Dorud-Formation, mit einem stark verwitterten, z. T. kaolinisiertem Oberteil. Weiter N' ist er ebenfalls aufgeschlossen. Hier tritt er wegen der starken Verwitterung und Zerklüftung talbildend auf. Gleiche Syenite sind außerdem ca. 20 km NW' des Arbeitsgebietes im Haupttal gegenüber von Yam, wieder unter dem transgressiven Perm. zu finden. Im Dünnschliff ist folgende Zusammensetzung erkennbar:

Hauptmineralien:

1. Alkalifeldspat
   60 - 70 % : Das Mineral ist teilweise in Sericit und Kalzit umgewandelt.
2. Plagioklas bzw. albitischer Plagioklas 15 -25 %: Das Mineral zeigt hauptsächlich albitische Zwillinge (Zwillinge nach dem Albitgesetz) und ist schwach in dieselben Mineralien wie die alkalischen Feldspäte umgewandelt.

3. Pseudomorphosen nach mafischen Mineralien
   10 - 15 %: Das Hauptmineral ist mit grpßer Wahrscheinlichkeit Pyroxen gewesen, der in oxydische Erze und Karbonat umgewandelt worden ist. In einigen Fällen scheinen Pseudomorphosen umgewandelte Amphibole zu sein.
4. Erzmineralien 10 %: Hauptsächlich sekundärer Hämatit und wenig Titanit. Sie sind in Klüften und Gesteinsrissen angehäuft.

Nebenmineralien:

1. Apatit 1 - 2 %: Die Kristalle sind idiomorph ausgebildet und treten mit prismatischen 0001 Flächen auf. Sie sind vollkommen frisch und befinden sich hauptsächlich in Alkalifelspäten.
2. Chlorit 1 - 2 %: Umwandlungsprodukt der mafischen Mineralien, tritt in Zwischenräumen der anderen Mineralien auf.
3. Quarz 1 - 2 %: Als sekundäres Mineral vertreten.

Die Ausdehnung des Syenits läßt auf eine starke Metamorphose in den älteren Schichten schließen. Diese fehlt jedoch in den gesamten infrakambrischen sowie devonischen Schichten (RIEBEN 1934, S. 64 - 65 und Tafel 2, Profil 11 - 12 - 13) des Arbeitsgebietes. Das Perm transgrediert (Anlage 3, Profil A - A´) wie schon erwähnt, über diesen Syenit. Es ist also nicht mit einem paläozoischen Alter für den Syenit zu rechnen, da die jüngsten präkambrischen Schichten d. h. Soltanieh-Formation (S.20) und Bayondor-Formation (S.18) keine Anzeichen einer Metmamorphose haben. Die Kehar-Formation ist das einzige Schichtglied, das im Arbeitsgebiet (S.11), im Alborz und in Zentral-Iran einen metamorphen Charakter hat. Es muß also somit für den Syenit ein Alter zwischen der Kehar-Formation und der

Bayondor-Formation, d. h. ein Äquivalent zum Dorangranit bei Sanjan (STÖCKLIN et al. 1964, S. 10; STÖCKLIN et al. 1969, S. 40) angenommen werden. Der Dorangranit ist auch wegen des Zurücktretens von mafischen Mineralien sehr charakteristisch. Ähnliche Vorkommen gleichen Alters und Mineralbestandes sind aus der Ahar-Region (NE-Azarbaidjan, BAZIN & HUBER 1969, S. 21), im SW von Mianeh (ebd.), bei Hamadan (ebd.), in Madrin-Hadramat (Türkei, WOHLFAHRT 1967, S. 176) und bei Urmiah (EFTEKHAR-NEJAD 1975) bekannt. Der von BEGLARI (1975, S. 46) beschriebene "infrakambrische Khoy-Granit" dürfte auch zu diesen Intrusionen zu rechnen sein.

Diese weit verbreiteten Intrusionen sind spätorogen bezüglich der baikalischen Phase (assyntische Phase) aufgedrungen. Auffallend ist bei all diesen genannten Vorkommen das Zurücktreten der mafischen Mineralien und das fleischfarbene Aussehen.

3.2 Melaphyr

Zwischen der Elika-Formation (U.-Trias) und der Shemshak-Formation (Rätolias) kam es zu einer Sedimentationsunterbrechung. An einen bestimmten Horizont gebundene Bohnerze im Ober-Perm und Unter-Trias (S.43) sind die ersten Anzeichen dieser Entwicklung. Während dieser Unterbrechung der Sedimentation kam es im Moro-Gebirge zu geringmächtigen Extrusionen von Melaphyren (Anlage 3, Profil c - c´).

Der Melaphyr ist etwa 30 cm mächtig, dunkelgrau bis schwarzgrün, z. T. stark zersetzt und meist lokal mit Mandelstrukturen (bis 3 mm). Seine Textur ist massig und ohne Fließtexturen.

Im Dünnschliff gibt es folgende Mineralien:

Plagioklas 35 - 50 %:
Mit divergentstrahligen Verwachsungen, z. T. mit etwas Sericit, Albitzwillinge.

Chlorit 25 - 30 %:
Füllt z. T. die vorhandenen Mandeln aus. Er stammt eventuell aus der Zersetzung des

Olivins der Grundmasse und ist leistenförmig ausgebildet.

Erz 8 - 10 %:

Meist Magnetit, seltener Limonit.

Karbonat 0 - 25 %:

Füllt neben Chlorit die Mandeln aus.

Sericit 0 - 5 %

Ähnliche und gleichaltrige Vorkommen sind aus dem Alborz (GLAUS 1965; MEYER 1967; STEIGER 1967) bekannt. Die von MEYER (1967, S. 117) beobachteten Palagonite und agglomeratischen Tuffe sind im Moro-Gebirge nicht gefunden worden.

3.3 Monzonit

Zusammen mit dem auf S. 77 beschriebenen Syenit W' Amand kommt ein ebenfalls stark beanspruchter z. T. grobkörniger und lokal verwitterter Monzonit vor (Anlage 3, Profil A - A´). Dieser ist grauschwarz bis tiefgrün. Er zeigt viele serpentinisierte Harnsichflächen mit Escarpements. Diese Vorkommen wurden zuerst von RIEBEN (1934, S. 64) beschrieben und von ihm als Gabbro angesehen. Er hielt diesen für den ältesten Gesteinskomplex im Moro-Gebirge.

Im Dünnschliff weist er folgende Bestandteile auf:

Hauptminerale:

Alkalifeldspat 60 %:

Er zeigt manchmal perthitische Strukturen und ist schwach in Tonminerale und seltener in Sericit umgewandelt. Er ist oft durch tektonische Beanspruchung zerrissen, und die Risse sind mit Kalzit gefüllt.

Plagioklas 10 %:

Oft sind Albitzwillinge wie die Alkalifeldspäte in Tonminerale umgewandelt und enthalten Kalzit gefüllte Risse.

Amphibole 10 -15 %:

Nach den Feldspäten sind die Amphibole die häufigsten Minerale in diesem Gestein. Sie sind mit großer Wahrscheinlichkeit durch Umwandlung der Pyroxene entstanden. Die Ursache der Umwandlung dieser Minerale können tektonische Vorgänge sein.

Pseudomorphosen 10 %:

Es gibt einige Pseudomorphosen nach mafischen Mineralien, die durch Umwandlung der mafischen Mineralien in Chlorit entstanden sind.

Sekundäre Mineralien:

Kalzit: Er füllt hauptsächlich die Gesteinsrisse und ist manchmal ein Umwandlungsprodukt der Plagioklase und Amphibole.

Epidot: Er füllt oft, mit Kalzit vergesellschaftet, die Risse des Gesteins

Chlorit: Er ist hauptsächlich als Umwandlungsprodukt der mafischen Mineralien vorhanden und manchmal auch in Gesteinsrissen enthalten.

Außer den genannten Mineralien führt das Gestein Erze, die oft umgewandelt sind, und außerdem etwas Apatit. Neben den schon erwähnten Vorkommen bei Amand kommt Monzonit im Arbeitsgebiet im NW Teil des großen Syenitaufschlusses (s. Geol. Karte) vor. Der Monzonit ist, wie aus den Profilen (Abb. 33) zu entnehmen ist, jünger als der Syenit. Leider ist der Kontakt zu den jüngeren Schichten nicht aufgeschlossen, so daß über sein Alter nur Vermutungen angestellt werden können.

Da ähnliche Vorkommen im Alborz (MEYER 1967, S. 90) im Eozän und in NW-Azarbaidjan (ALAVI & BOLOURCHI 1973, S. 31) in der Ober-Kreide auftreten, ist ein Alter zwischen Ober-Kreide und ältestem Tertiär sehr wahrscheinlich. So können diese basischen Intrusionen mit den Ophioliten

und der Coloured Melange der Khoy-Region zusammenhängen.

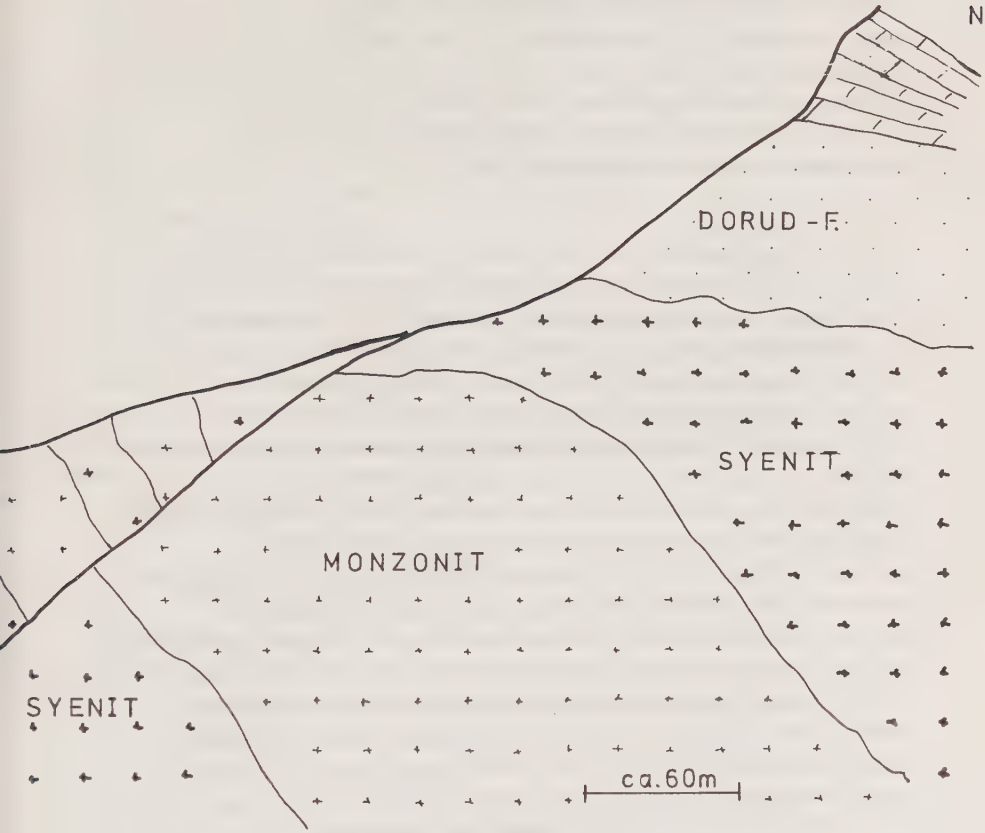


Abb. 33: Älterer Syenit wird von jüngerem Monzonit durchschlagen; 0,5 km NW' Amand.

Da die jüngeren, d. h. miozänen Konglomerate hauptsächlich aus basischem und ultrabasischem Material bestehen, kann man annehmen, daß in dem Zeitraum vor dem Miozän diese magmatischen Gesteine weit verbreitet waren und an der Oberfläche anstanden. Diese Gesteine sind dann von der

jungtertiären Upper Red-Formation überlagert.

Die alten Konglomerate (Transgressionskonglomerate der unteren Kreide: Tiz-Kuh-Formation und obere mittelpermische Dorud-Formation) führen keine basischen und ultrabasischen Komponenten. Daher dürfte ein oberkretazisch - alttertiäres Alter für den Monzonit als sehr wahrscheinlich anzunehmen sein.

3.4 D i a b a s e

Gänge in paläozoischen Schichten des Moro-Gebirges sind schon von STAHL (1909, S. 2) beobachtet worden und als Keratophyr-Gänge bei Tschele-Khane benannt worden. Es sind auch Vorkommen außerhalb des Arbeitsgebietes aus infrakambrischen Schichten bei Sanjan (STÖCKLIN et al. 1964) bekannt. Im Alborz-Gebirge haben MAYER (1965, S. 107) paläozoisch-mesozoische Gänge, LORENZ (1967, S. 70), "Diabasgänge in Lalun", GLAUS (1965, S. 59), "Basische Gänge in Schichten von Präkambrium bis Lias" beobachtet. Es gehört fast zu einem Charakteristikum der paläozoischen Schichten des Alborz und Zentral-Irans, daß sie von Gängen mit diabasischer Zusammensetzung durchsetzt werden (s. auch RUTTNER et al. 1968, S. 108). In verschiedenen geologischen Formationen können im Moro-Gebirge Diabas-Gänge beobachtet werden. So z. B. in der präkambrischen Kehar-Formation sowie in den kambrischen Barut-, Lalun- und Mila-Formationen (Mazrahe-Tal). In der devonischen Geirud-Formation und der permischen Nessen-Formation sind sie ebenso vorhanden wie in der triadischen Elika-Formation. Die unterkretazische Tiz-Kuh-Formation wird ebenfalls von einigen Diabasgängen durchdrungen. In den tertiären Schichten können im Moro-Gebirge keine Diabasgänge festgestellt werden.

Es scheint daher die Feststellung von STEIGER (1967, S. 32), daß diese Gänge in der Lalun-Formation, aber nicht in der Mila-Formation vorkommen, mindestens für das Moro-Gebirge und einige Gebiete des Alborz (GLAUS 1965, S. 59) nicht zuzutreffen. Das scheinbare Fehlen der Diabasgänge in der Mila-Formation, veranlaßte ESFANDIAN (1968, S. 266) dazu,

einen nicht kontinuierlichen Übergang von der Lalun-Formation zur Mila-Formation anzunehmen. Diese Vorstellung ist aber nach den vorliegenden Beobachtungen im NW-Iran nicht haltbar.

Die Feststellung von VACHE (1968, S. 426), daß nach dem Fehlen vulkanischer Erscheinungen im Paläozoikum eine ruhige Periode für Azarbaidjan anzunehmen sei, ist trotz der wenigen vorhandenen Gänge haltbar.

Die hier besprochenen, meist nur wenige Meter mächtigen "Dykes" sind in verschiedene Schichten von Präkambrium bis Unter-Kreide eingedrungen. Sie treten häufig entlang großer Störungen auf und verlaufen in kleinen Räumen parallel zueinander (Mazrahe-Tal unterhalb des Top-Quarzits). In größeren Aufschlüssen (SW' Zain-Abad) ist eine zonare nach innen hin zunehmende Korngröße der Plagioklase festzustellen, die dem Diabas ein xeno- bis idiomorphes Aussehen verleihen.

Folgende Diabastypen wurden im Arbeitsgebiet fesgestellt:

3.4.1 Augit-Diabas SW' Zian-Abad in der Nessen-Formation (Anlage 3, Profil C - C´)

Massiger, grüngrauer bis tiefgrüner Diabas von ca. 8,5 m Mächtigkeit, in den mittleren Partien porphyrisch, mit ca. 2 mm großen Plagioklas-Einsprenglingen. Im Dünnschliff sind folgende Mineralien festzustellen:

1. Plagioklas 50 %:
   Sperrig angeordnet, bis 2 mm große, meist idiomorphe Kristalle mit verschieden starker Sericitisierung.

2. Augit 15 - 25 %:
   Er liegt in zwei Generationen vor: Die erste ist xenomorph und klein, die zweite dagegen weist hypidiomorphe, große Kristalle von hellbrauner Farbe auf.

3. Chlorit 20 %:
Er ist ein Umwandlungsprodukt des Augits.

4. Apatit 1%: Es liegen bis 0,6 mm große, idiomorphe Kristalle von klarer bis bräunlicher Farbe vor.

5. Erz 5 %: Magnetit

6. Karbonat ± 10 %:

3.4.2 Porphyrischer Diabasgang (Chlorit-Diabas) bei Tschile-Khane in den Barut-Schichten

Es ist ein tiefgrüner, massiger, porphyrischer Diabasgang von etwa 22,4 m Mächtigkeit, der stellenweise braun verwittert und braunfleckig ist.
Sein Mineralbestand ist folgender:

1. Plagioklase 40 - 50 %:
Es sind zwei Generationen vertreten. Die erste zeigt eine radialstrahlige Anordnung mit Kristallen bis zu 2 mm Größe, die eine weit fortgeschrittene Sericitisierung aufweisen. Die kleinere, zweite Generation ist in der Grundmasse vertreten.

2. Chlorit 20 -25 %:
Es sind vor allem Verwitterungsprodukte von Biotit, z. T. gangartig durchziehend.

3. Sericit 10 - 15 %:

4. Kalzit 10 - 20 %:
Er findet sich in Linsen als Produkt der sekundären Umwandlung.

5. Biotit 2 - 5 %:
Er tritt nur in der Grundmasse auf und geht manchmal in Chlorit über.

6. Erz 5 %: Hämatit

An manchen Stellen ist die Zersetzung der Diabase soweit fortgeschritten, daß man im Dünnschliff den Sericit als Hauptgemengteil (bis 40 %) vorfindet.

3.4.3 Diabase der Unter-Kreide

In der Tiz-Kuh-Formation (Unter-Kreide) des Moro-Gebirges, vor allem im Tal NW' der Zementfabrik, finden sich einige Gänge von graugrünen porphyrischen Diabasen mit folgender Zusammensetzung:

1. Plagioklase 45 %:
   Zonares Wachstum mit schwachen Zersetzungserscheinungen.
2. Chlorit 30 %:
   Entsteht aus Biotiten und zeigt unterschiedlich braune Farben.
3. Karbonat 10 %:
   Als Äderchen im Gestein, meist sekundär gebildet.
4. Erz 0 - 5 %: Magnetit, stellenweise Hämatit, wenig Titanit.
5. Sericit 1 - 5 %
6. Olivin 2 %: In der Grundmasse und in Plagioklasen.

Ähnliche Vorkommen gleichen Alters sind im Alborz durch LORENZ (1964, S. 73), ALLENBACH (1966, S. 55) und FÖRSTER (1977, S. 285) bekannt gemacht worden.

Es besteht die Vermutung, daß alle Diabase in infrakambrischen bis einschließlich unterkretazischen Schichten nur einer einzigen Intrusionsphase angehören. Dafür spricht auch, daß sie mit fast gleicher Zusammensetzung in allen älteren Schichten vorkommen.

4. TEKTONIK

4.1 Schichtung

Die "Schichtung" als die primäre bei der Sedimentation entstandene Fläche kann im Moro-Gebirge sehr gut identifiziert werden, da die Schichten meist aus gut gebankten Partien aufgebaut sind. Ausnahmen davon bilden der Soltanieh-Dolomit und der Lar-Dolomit, in denen massige Partien vorkommen.

Im Soltanieh-Dolomit wurden die nahezu schichtparallelen "Stromatolithen-Lagen" herangezogen. Beim Lar-Dolomit sind die auf die Schichtung hinweisenden Adinol-Lagen sehr hilfreich.

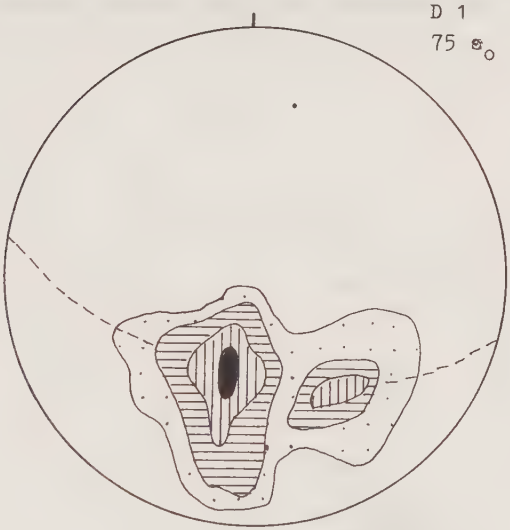
In den Sandsteinen der Lalun-Formation wurden die Schichtung und ihr Hangendes und Liegendes durch Merkmale wie z. B. graded bedding, cross bedding und Rippelmarken festgestellt. Die flächentreue Projektion der unteren Halbkugel des "Schmidt'schen Netzes" wurde als Grundlage für die Darstellung der verschiedenen Gefügeelemente benutzt.

Für die verschiedenen tektonischen Strukturen wurden folgende tektonische Zeichen verwendet (SCHWAN 1974):

Lagerung und Einfallen (s_o)
Faltenachse
Klüftung
Verwerfung
Verwerfung mit meßbaren Gleitstreifen

Die Schichtflächendiagramme sind regional geordnet, um zum einen den tektonischen Großbaucharakter des Moro-Gebirges und zum anderen die Verschiedenheiten der einzelnen Gebiete hervorzuheben.

Das Diagramm D 1 ist das Sammeldiagramm für den NW-Teil des Arbeitsgebietes (Abb. 34). Es umfaßt die gemessenen s_o-Werte aus dem Gebiet von Moro-Dizadj nach W bis zur Urmiah-Ebene, also aus der gesamten Tertiärbedeckung im NW-Teil des Arbeitsgebietes. Es zeigt, daß ein Hauptmaximum



0-1,5-5-10-20 %

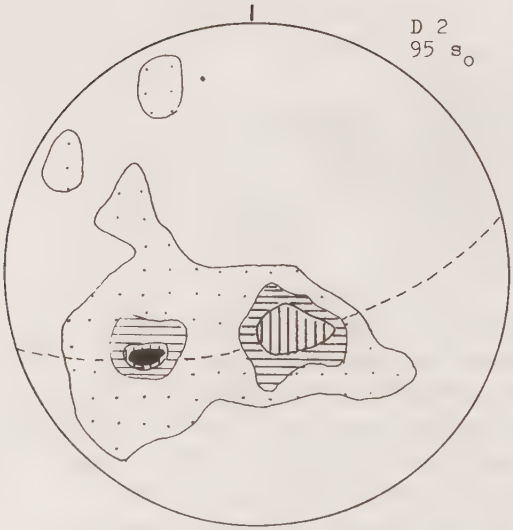
Abb. 34. Sammeldiagramm der S_o-Flächen der Tertiär-Schichten aus dem NW' Teil des Moro-Gebirges.

der Polpunkte bei 5° - $20^o/25^o$- 39° SSW gibt. Das Nebenmaximum für die Polpunkte findet sich bei 132° - $158^o/40^o$-51° SE. In dieser Region fallen also die Schichten mit geringer bis mittlerer Neigung nach NNW bis NNE ein. Es ist wichtig zu erwähnen, daß die Werte des Hauptmaximums in der Umgebung des Dorfes Moro-Dizadj gemessen wurden, während die Werte für das Nebenmaximum ganz aus dem äußeren NW des Moro-Gebirges stammen.

Das Diagramm mit den beiden Maxima für die tertiären

Schichten im NW-Teil des Moro-Gebirges deutet eine Biegung an, die noch durch jüngere Störungen verstärkt worden ist. Das aus den beiden Maxima konstruierte β' liegt bei $13^{\circ}/30^{\circ}$ NE.

Für das SE' anschließende Gebiet wurde das Diagramm D 2 erstellt (Abb. 36). Es umfaßt den Raum, der sich im SE bis zur Zementfabrik an die Tertiärbedeckung anschließt, davon wiederum den Anteil SW' der Kammlinie. Die Schichten fallen in dieser Region flacher ein. Das Hauptmaximum liegt bei $51^{\circ} - 62^{\circ}/36^{\circ} - 50^{\circ}$ SW und das Nebenmaximum bei $131^{\circ} - 171^{\circ}/16^{\circ} - 28^{\circ}$ SSE. Die maximale Häufung spiegelt



0-5-10-15-30 %

Abb.35. Sammeldiagramm der s_o-Flächen (paläozoisch-mesozoische Schichten) aus dem Gebiet zwischen der der tertiären Bedeckung und dem Zementfabrik-Tal.

die Lagerung der paläozoischen Schichten dieser Region wieder. Die Lagerung der kretazischen Schichten dagegen spiegelt sich in dem Nebenmaximum wieder. Letztere zeigen eine ähnliche Lagerung wie die Tertiärschichten in D 1.

β' liegt bei 165° und fällt mit 20° nach NW ein. Die ähnliche Lagerung der Kreide-Schichten in D 2 und der Tertiär-Schichten in D 1 könnte möglicherweise als Folge der jüngeren Heraushebung dieser Region gedeutet werden. Die s_o-Flächen aus dem Gebiet zwischen der Zementfabrik und dem Dorf Khaje-Marjan im SW der Kammlinie sind im Sammeldiagramm D 3 dargestellt (Abb. 36). Hier haben die

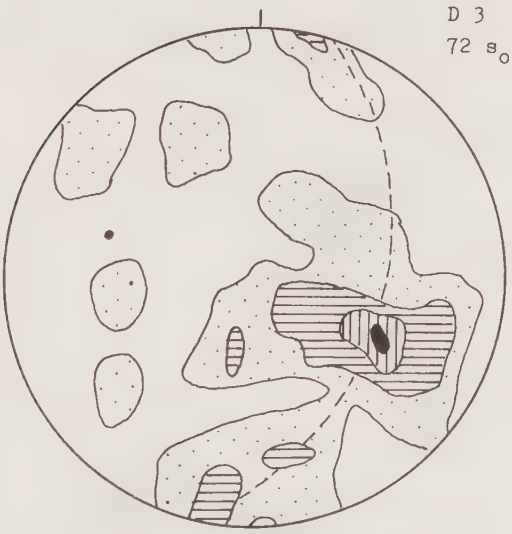


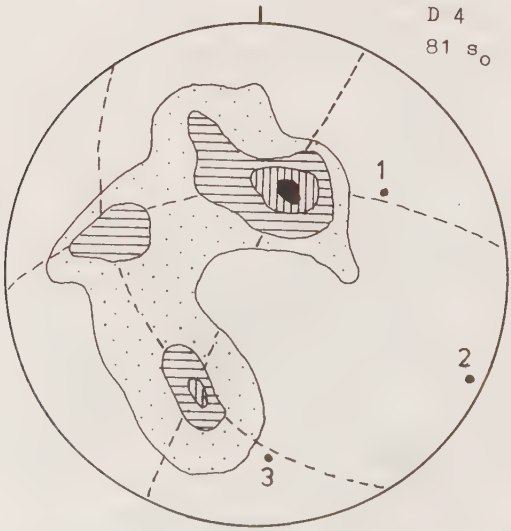
Abb.36. Sammeldiagramm der s_o-Flächen (paläozoisch-mesozoische Schichten) zwischen dem Zementfabrik-Tal und Khaje-Marjan.

Schichten ein Hauptmaximum bei 113° - 123°/38° - 51° SE,

also wieder mittelsteile Lagerung und NW-Fallen.

Das Diagramm D 3 zeigt eine größere Streuung als alle anderen s_o-Sammeldiagramme. Dieses ist durch zahlreiche Störungen bedingt, die zu Schichtverstellungen geführt haben. Besonders die nahe gelegene Täbriz-Störung mit ihren parallel dazu verlaufenden Störungen, die nahezu senkrecht zum allgemeinen Schichtstreichen verlaufen, dürfte als Hauptursache für die Streuung in Frage kommen. Das aus dem Hauptmaximum und dem Nebenmaximum konstruierte β' verläuft $104^o/38^o$ WNW.

Das Diagramm D 4 (Abb. 37) ist für das Gebiet NE' der Kammlinie, wo paläozoische- und mesozoische Schichten zwischen Kalan-Kesch und Zain-Abad auftreten erstellt worden.



0-4.8-9,7-13,6-19,4 %

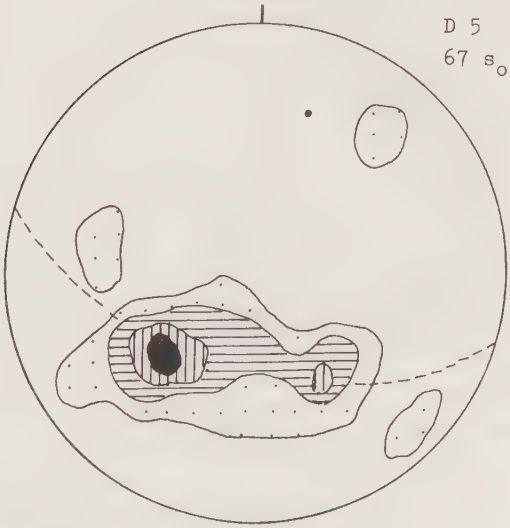
Abb. 37. Sammeldiagramm der s_o-Flächen (paläozisch-mesozoische Schichten)zwischen Kalan-Kesch und Zain-Abad NE' der Kammlinie.

Die Schichten fallen hier mit flacher Neigung in NE' bis NW' Richtung ein. Das Hauptmaximum liegt bei 22° -34°/24° - 32° NE und das Nebenmaximum bei 30° - 40°/41° - 47° SW. Die aus den drei Maxima konstruierten β liegen bei:

1. 63°/40° NE
2. 124°/4° SE
3. 0°/28° S

Die Streich- und Fallwerte verhalten sich hier wie im Diagramm D 2.

Die s_o-Flächen des Hauptausbisses des Infrakambriums, bestehend aus der Zaigun-, Lalun- und Mila-Formation, im Mazrahe-Tal, und des benachbarten kleinen Perm-Vorkommens, wurden im Diagramm D 5 dargestellt (Abb. 38). Das Hauptmaximum liegt bei 36° - 55°/34° - 46° SW. Die Schichten liegen hier im mittleren Moro-Gebirge also flacher als in allen anderen Regionen.



0-3-6-12-24 %

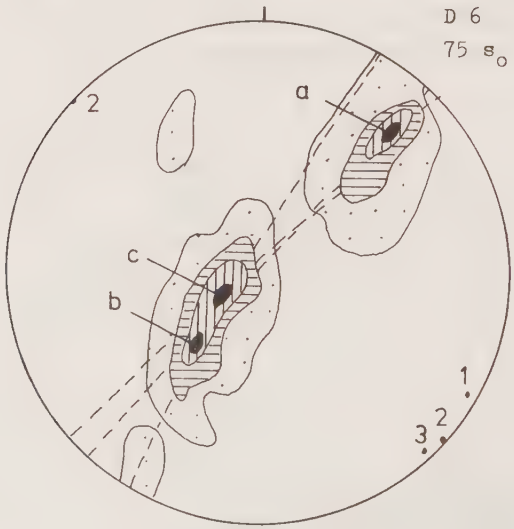
Abb.38. Sammeldiagramm der s_o-Flächen (paläozoisch-mesozoische Schichten) der Umgebung des Mazrahe-Tales.

Wegen der weiter entfernt liegenden Täbriz-Störung ist die allgemeine Streuung geringer als in D 3. Der aus dem Hauptmaximum und dem kleinen Nebenmaximum bei $142^{\circ} - 151^{\circ}/40^{\circ} - 48^{\circ}$ SE zusammengestellte β'-Pol liegt bei $16^{\circ}/35^{\circ}$ NE.

Die permo-triadischen Schichten am SE-Rand des Arbeitsgebietes sind im Diagramm D 6 (Abb. 39) dargestellt. Hier zeigen die Schichten ihr Hauptmaximum bei:

a. $36^{\circ} - 44^{\circ}/62^{\circ} - 70^{\circ}$ NE
b. $38^{\circ} - 41^{\circ}/28^{\circ} - 34^{\circ}$ SW
c. $50^{\circ} - 67^{\circ}/10^{\circ} - 19^{\circ}$ SW

Das Hauptmaximum gehört zu den permotriadischen Schichten an der SW-Seite des Moro-Gebirges, und die beiden Nebenmaxima stammen aus denselben Schichten N' Amand.



0-2,6-5,3-10,6-21,4 %

Abb. 39. Sammeldiagramm der s_o-Flächen der permo-triadischen Schichten am SE-Ende des Moro-Gebirges.

Die β'-Pole liegen bei:

1. 112°/4° SE
2. 130°/0° NW-SE
3. 137°/11° SE

Im Diagramm D 7 sind die gesamten gemessenen s_o-Werte im Moro-Gebirge eingetragen. Aus diesem Diagramm läßt sich die Lagerung der Schichten im Arbeitsgebiet deutlich ablesen. Die Pol-Maxima liegen bei (Abb.40):

a. 18° - 34°/34° -42° NE
b. 126° -153°/34° - 48° SE
c. 21° - 49°/40° - 52° SW
d. 12° - 20°/73° - 82° SSW

Daraus zusammengestellte β' liegen bei:

1. 88°/26° W
2. 119°/41° NW
3. 108°/0° WNW - ESE
4. 4°/36° N
5. 118°/4° SE
6. 102°/20° SE

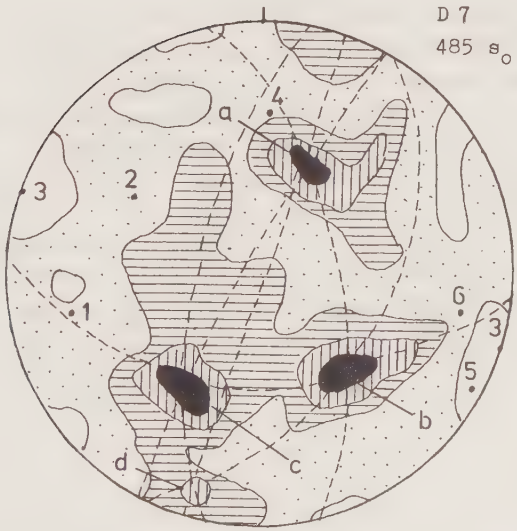


Abb. 40. Sammeldiagramm aller s_o-Flächen aus dem Moro-Gebirge.

Insgesamt zeigen die Schichten also ein flache bis mittelsteile Lagerung mit einem Einfallen nach SW - NW und NE. Aus dieser Maxima-Verteilung kann man für das Moro-Gebirge folgendes feststellen:

1. Das Moro-Gebirge bildet größtenteils eine domartige Aufwölbung, wobei es außerdem eine Horstposition einnimmt. Diese horstartigen Heraushebungen sind im Mittleren Osten mit die wichtigsten strukurbildenden Faktoren (s. auch Kap. 4.5.1).

2. Die in der mittleren Region ziemlich flachliegenden Schichten (D 4) deuten den Scharnier-bereich dieses Domes an.

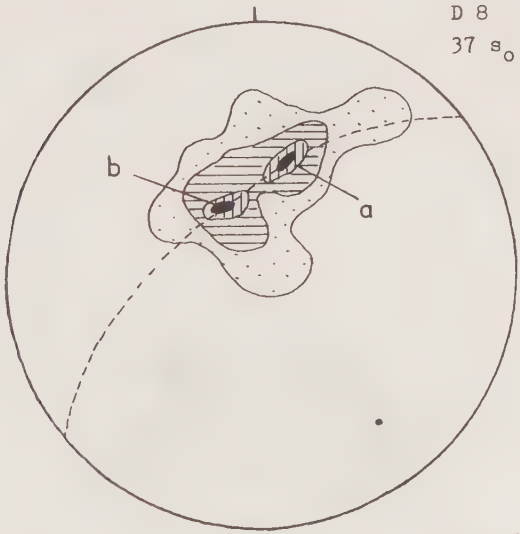
3. Spätere Störungen haben dieses Gebilde zerstückelt, jedoch ist es im großen und ganzen erhalten geblieben.

Nach der regionalen Behandlung der Schichten folgt nun in den Diagrammen D 8 bis D 13 eine mehr stockwerksgebundene bzw. stratigraphische Behandlung der s_o-Flächen des Moro-Gebirges. Es handelt sich um folgende Einheiten, die von einer Transgression bis zu einer Regression reichen:

D 8: Kehar-Formation (oberes Präkambrium)
D 9: Bayondor- bis einschließlich Mila-Formation
(oberstes Präkambrium bis oberes Kambrium)
D 10: Dorud- bis einschließlich Elika-Formation (Permotrias)
D 11: Shemshak- und Lar-Formation (Unter-Kreide)
D 12: Tiz-Kuh-Formation (Unter-Kreide)
D 13: Sofian-Formation (Tertiär)

Es wird versucht, die Verschiedenheiten des tektonischen Baues für die einzelnen Einheiten bzw. Stockwerke zu finden sowie eventuelle Ursachen und ihre zeitliche Abfolge zu erkennen.

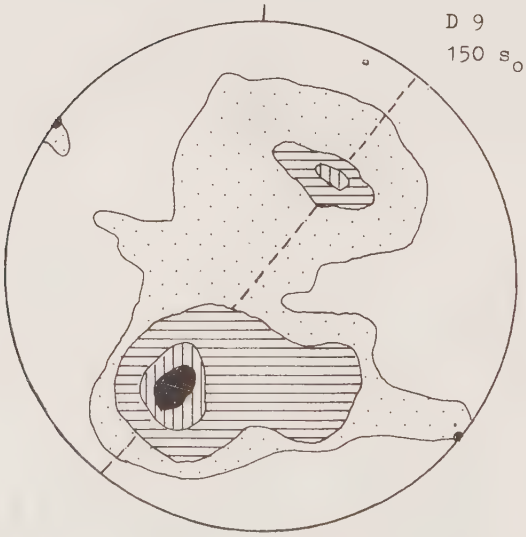
In Diagramm D 8 (Abb. 41) sind alle aus der untersten Einheit, d. h. aus den schwach metamorphen oberen präkambrischen Schichten (Kehar-Formation) gemessenen s_o-Flächenpole, eingetragen worden. Es deuten sich zwei etwa gleichwertige Maxima bei 143° - 157°/24° - 29° NW und 10° - 16°/34° - 42° NE an. Die Schichten, die größtenteils im NW des Arbeitsgebietes liegen, zeigen ein ziemlich einheitliches Einfallen und Streichen. Das aus beiden Maxima konstruierte $\acute{\beta}$ liegt bei 143°/26° SE.



0-2,7-5,4-10,8-21,6 %

Abb. 41. Sammeldiagramm der s_o-Flächen der Kehar-Formation.

Die über der Kehar-Formation liegende Einheit, die Schichten der Bayondor-Formation bis einschließlich der Mıla-Formation sind im Diagramm D 9 (Abb. 42) dargestellt worden. Diese Schichten zeigen ebenfalls zwei Hauptmaxima, die bei 31° - 49°/39° - 44° NE und 31° - 45°/36° - 54° SW liegen. Aus diesen beiden Maxima ergibt sich ein β' von 127°/10° SE-NW.



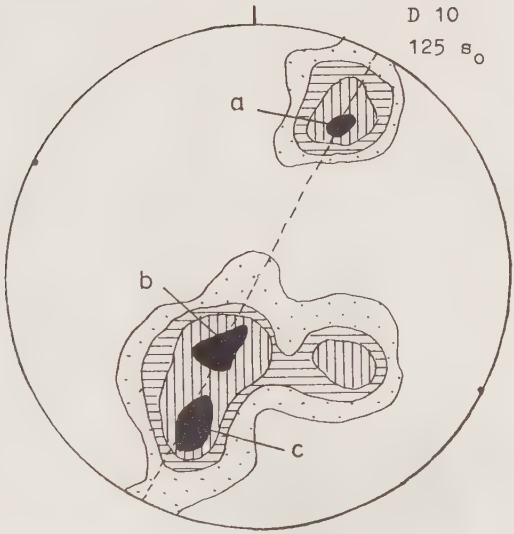
0-2,66-6-12-18 %

Abb. 42. Sammeldiagramm der s_o-Flächen der Bayondor- bis einschließlich der Mila-Formation

Die permotriadischen Dorud- bis Elika-Formationen sind mit ihren s_o-Polen im Diagramm D 10 zusammengefaßt worden (Abb. 43). Hier zeigen sich zwei sehr deutlich ausgeprägte Pol-Hauptmaxima bei:

a. 24° - 32°/54° - 63° NE
b. 20° - 44°/20° - 36° SW
c. 18° - 30°/42° - 64° SW

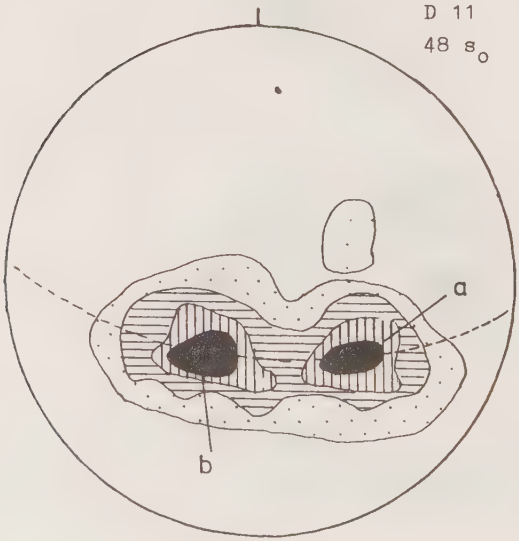
der β-Pol liegt bei 118°/0° SE-NW.



0-2,4-4.8-9,6-19,2 %

Abb. 43. Sammeldiagramm der s_o-Flächen der Dorud- bis einschließlich Elika-Formation.

Im Diagramm D 11 (Abb. 44) sind die gesamten s_o-Daten aus dem Jura, d. h. der Shemshak-Formation bis zur Lar-Formation, eingetragen. Hier sind die Maxima-Verteilungen anders als in den vorangegangenen Diagrammen. Es zeigen sich deutlich zwei gut ausgeprägte Häufungen bei $117^o - 137^o/31^o - 46^o$ SE und $19^o - 50^o/20^o - 40^o$ SW. Die Schichten fallen also in N' Richtung ein. Im Vergleich zu den vorangegangenen Diagrammen macht sich hier eine Veränderung der Einfallsrichtung besonders deutlich bemerkbar. Aus diesen anders gestalteten Lagerungsverhältnissen ergibt sich logischerweise auch für β' eine Änderung der Position. Der β'-Pol liegt bei $8^o/24^o$ NE.



0-2-4,1-8,3-20 %

Abb. 44. Sammeldiagramm der s_o-Flächen der Shemshak- bis einschließlich Lar-Formation.

Ein Maximum der nächst höheren Einheit - es handelt sich dabei um unterkretazische Schichten der Tiz-Kuh-Formation D 12 (Abb. 45) - ist deutlich mit dem vorangegangenen Diagramm D 11 zu parallelisieren. Es liegt bei $136^{\circ} - 160^{\circ}/32^{\circ} - 54^{\circ}$ NW. Allerdings existiert ein zweites Maximum bei $136^{\circ} - 165^{\circ}/30^{\circ} - 48^{\circ}$ SE, aus dem hervorgeht, daß die Schichten gerade entgegengesetzt einfallen. Die Schichten enthalten einige steil einfallende Partien, die vor allem durch Störungen bedingt sind. Der β-Pol liegt bei $74^{\circ}/4^{\circ}$ NE, also etwa im gleichen Bereich wie der aus den jurassischen Schichten.

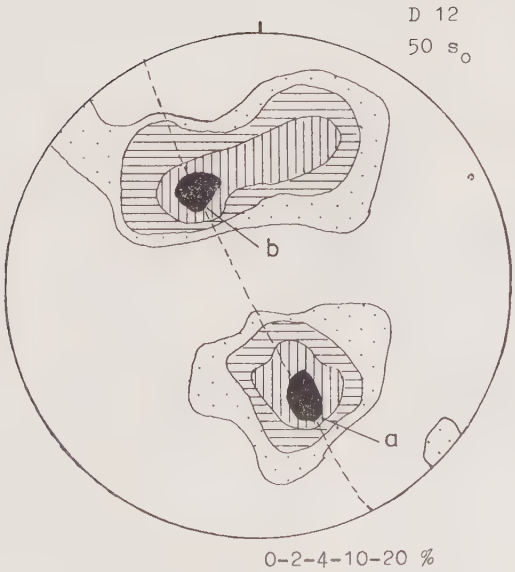
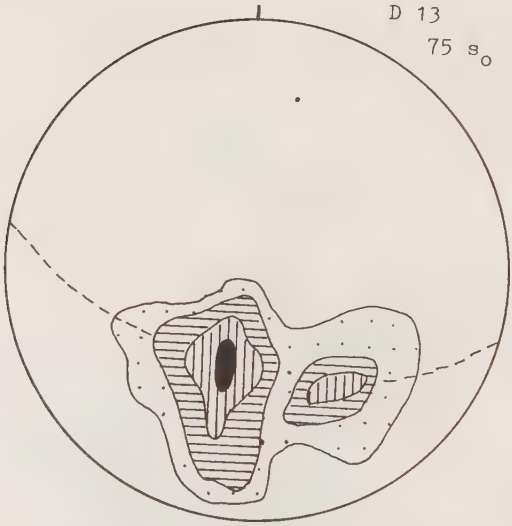


Abb. 45. Sammeldiagramm der s_o-Flächen der Tiz-Kuh-Formation.

Das Diagramm D 13 (Abb. 46) ist mit dem Diagramm D 1 identisch. Es beinhaltet alle s_o-Pole aus dem NW-Teil des Arbeitsgebietes, wo ausschließlich tertiäre (miozäne) Konglomerate und Kalke aufgeschlossen sind. Das Hauptmaximum liegt bei 5° - $20^o/25^o$ - 39° SSW und das Nebenmaximum bei 132° - $158^o/40^o$ - 51° SE. Der β'-Pol aus diesen beiden hat seine Lage bei $13^o/30^o$ NE.



0-1,5-5-10-20 %

Abb. 46. Sammeldiagramm der s_o-Flächen der Sofian-Formation.

Bei einem Vergleich aller Diagramme von D 8 bis D 13, die jeweils eine selbständige geologische Einheit umfassen, kann man folgendes feststellen:

1. Die Schichten des Präkambriums (D 8), des älteren Paläozoikums (D 9) und der Permotrias (D 10) haben eine ähnliche Lage der s_o-Flächen und fallen nach NE, S und SW ein.
2. Bei den post-mitteltriadischen Einheiten, d h. die jurassischen (D 11), kretazischen (D 12) und die tertiären (D 13) Schichten, überwiegt das NW- und SE-Einfallen.
3. Es kann also von zwei verschiedenen Bauplänen, und zwar von vor-mitteltriadischen und nach-mitteltriadischen der s_o-Flächen im Moro-Gebirge gesprochen werden.
4. Die -Pole der unteren (vor-mitteltriadischen) Großeinheit liegen demgemäß anders als die der oberen Großeinheit (nach-mitteltriadisch).
5. Es zeigt sich, daß in der älteren Großeinheit, bzw. im unteren "Stockwerk" die β'-Polpunkte fast parallel zu der Täbriz-Störung, also NW - SE verlaufen. Demgegenüber liegen sie im oberen "Stockwerk" etwa senkrecht zu der Täbriz-Störung.
6. Somit ist eine Hauptbeanspruchung für das untere "Stockwerk" in SW - NE-Richtung und für das obere "Stockwerk" in NW - SE-Richtung zu suchen.
7. Das letztere ist sehr gut mit der rechtshändigen Bewegung an d r Täbriz-Störung in Zusammenhang zu bringen, wobei sich das Moro-Gebirge nach SE bewegt hat (s. auch Kap.: Täbriz-Störung, S.124).

In Diagramm D 14 wurde nun versucht, die nach-mitteltriadische Verstellung der prä-mitteltriadischen Schichten durch Rotation rückgängig zu machen. Dafür wurde der Mittelpunkt der prä-mitteltriadischen s_o-Maxima aus den Diagrammen D 8, D 9, D 10 ermittelt. Es ergeben sich zwei Pol-Maxima bei:

a. $23^o/44^o$ NE

b. $33^o/50^o$ SW

Der β'-Polpunkt liegt bei 120°/5° NW.
Die nach-mitteltriadischen Schichten haben ihre Pol-Maxima-Mittelpunkte, wie aus den Diagrammen D 11, D 12 und D 13 ermittelt wurde, bei:

c. 147°/37° NW
d. 153°/27° SE

Das junge β' liegt bei 60°/2° NE.

D 14

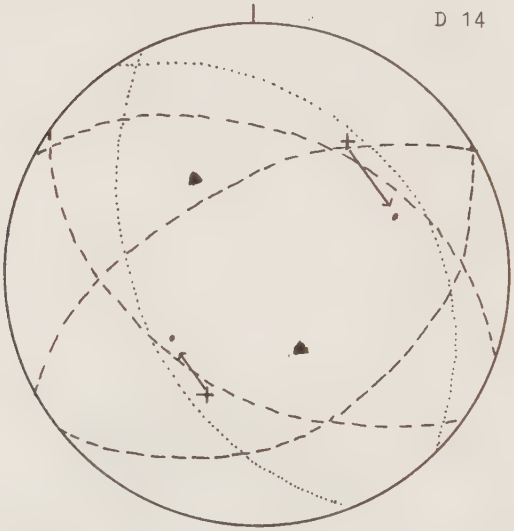


Abb. 47. X Maximum der s_o-Flächen der unteren Großeinheit
▲ Maximum der s_o-Flächen der oberen Großeinheit
• Maximum der s_o-Flächen der unteren Grooßeinheit vor der 2. Beanspruchung.

Wenn man das ältere Maximum um den Betrag des jeweils zutreffenden jüngeren Maximums zurückrotiert, ergeben sich folgende neue Poldaten für das untere tektonische "Stockwerk" vor der zweiten Beanspruchung:

a. 51°/35° SW
b. 70°/48° NW

Diese zeigen, daß die Schichten vor der tertiären Heraushebung flacher einfielen. Auffallend ist die fast symmetrische (gestrichelt) Lage der Pol-Punkte für die Schichten im Moro-Gebirge vor der jüngeren Deformation. Das alte β_1 lag bei 151°/6° NW. Es zeigt sich auch, daß bei der neuen Aktivität die alt angelegte Struktur im Moro-Gebirge etwa 31° im Uhrzeigersinn gedreht wurde. Das steht auch in deutlicher Übereinstimmung mit der rechtssinnigen Bewegung der Täbriz-Störung.

4.2 Klüftung

Die Kluft-Diagramme wurden stockwerksweise aufgenommen und umfassen den Bereich von einer Transgression bis zur nächsten Unterbrechung (Schichtlücke bzw. Diskordanz). Demnach ergibt sich folgendes Schema (wobei der kleine Geirud-Aufschluß bei Zian-Abad nicht mit berücksichtigt wurde):

a. Kehar-Formation und Syenit
b. Bayondor-Formation bis einschließlich Mila-Formation
c. permotriadische Schichten
d. jurassische Shemshak- und Lar-Formation
e. unterkretazische Tiz-Kuh-Formation
f. miozäne Sofian-Formation

Durch die Aufteilung der Kluft-Diagramme nach Stockwerken sollte die aus den s_o-Diagrammen bereits abgeleitete unterschiedliche tektonische Beanspruchung deutlich gemacht werden. Durch Vergleiche der s-Flächen der plutonischen Gesteine mit denen der verschiedenen Einheiten können auch die Plutonite zeitlich in die vorstehende Gliederung eingeordnet werden.

Die Klüfte der untersten Einheit, d. h. der schwach metamorphen Kehar-Formation (oberes Präkambrium) und des etwa gleichalten Syenits wurden im Diagramm D 15 (Abb. 48) dargestellt. Die Polhäufungen dieses Diagramms liegen bei:

a. $72^{\circ} - 82^{\circ}/80^{\circ} - 90^{\circ}$ NE
b. $172^{\circ} - 0^{\circ}/75^{\circ} - 85^{\circ}$ S
c. $70^{\circ} - 80^{\circ}/73^{\circ} - 90^{\circ}$ SW

Ein Vergleich mit Diagramm D 8, das s_o-Pole aus der Kehar-Formation zeigt, deutet an, daß die Maxima a und c L-Klüfte (OkO) darstellen. Diese liegen parallel zur Täbriz-Störung und zeigen deren Bedeutung in dieser Region. Das Maximum b dürfte die ursprünglichen Q-Klüfte darstellen, die wohl sekundär verstellt wurden. Es gibt auch einige kleine Maxima, die wohl Diagonalklüften zuzuordnen sind.

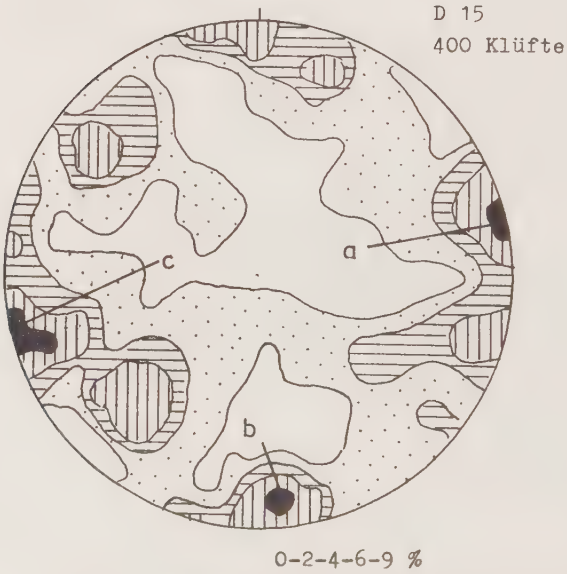


Abb. 48. Sammeldiagramm der Klüfte aus dem Syenit und der Kehra-Formfation.

Die Verteilungsmaxima der nächst höheren Einheit, d. h. der Bayondor-Formation (oberes Präkambrium bis einschließlich Mila-Formation (oberes Kambrium) zeigt Diagramm D 16 (Abb. 49) . Sie sind sehr ähnlich denen von D 15 (Abb. 48).
Die Maxima liegen bei :

a. 12°- 33°/70°- 90°NE
b. 125°- 139°/ 65°- 88°SE
c. 14° - 28°/ 76° - 90°SW

Allerdings sind die Klüfte, die nach NE und SW einfallen, ca. 40° versetzt.
Wenn man die s_o-Diagramme derselben Schichten (D 9) zum Vergleich herannimmt, liegt das Maxima b im Bereich der Q-Klüfte, während die Maxima a und c die versetzten L-Klüfte darstellen.

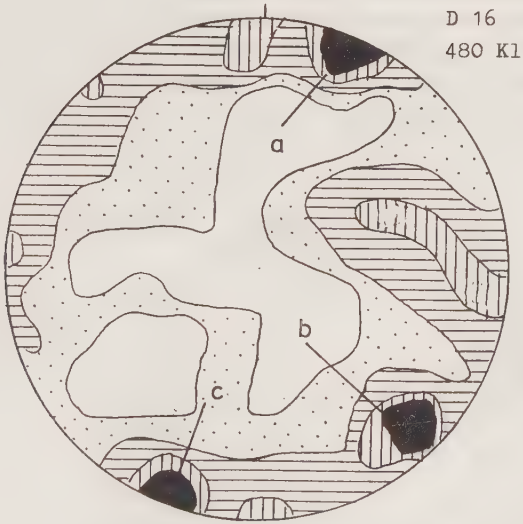
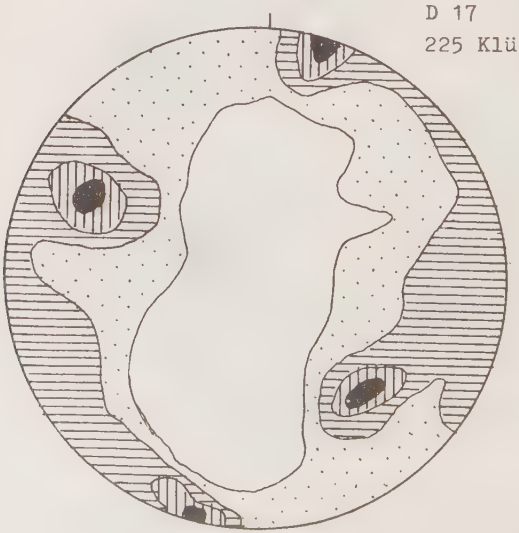


Abb. 49. Sammeldiagramm der Klüfte aus der Bayondor- bis einschließlich Mila-Formation.

Die Klüfte der jungpaläozoischen Dorud-Formation (oberes Mittel-Perm), der Nessen-Formation (oberes Ober-Perm) und der altmesozoischen Elika-Formation (Unter-Mittel-Trias) sind im Diagramm D 17 (Abb. 50) zusammengefaßt. Die Maxima dieses Diagramms liegen folgendermaßen:

a. 10° - $14^{\circ}/78^{\circ}$ - 90° NE
b. 44° - $122^{\circ}/50^{\circ}$ - 58° SE
c. 12° - $15^{\circ}/85^{\circ}$ - 90° SW
d. 119° - $166^{\circ}/50^{\circ}$ - 66° NW

Die Maxima a und c sind die L-Klüfte, während b und c die Q-Klüfte repräsentieren (vgl. D 10). Interessant ist in diesem Diagramm, daß die Maxima von Q- und L-Klüften in fast gleicher Intensität auftreten, während die D-Klüfte zurücktreten. Durch Verstellung der Q-Klüfte, die im Diagramm D 17 eigentlich bei Vergleich mit D 10 peripher liegen müßten, ergibt sich eine wohl zeitlich unterschiedliche, spätere tektonische Beanspruchung mit Pressung in NW - SE-Richtung und mit einem (β_2') in NE - SW-Richtung entsprechend dem der jüngeren, oberen tektonischen Großeinheit.



0-1,66-3,32-6.64-13,28 %

Abb. 50. Sammeldiagramm der Klüfte aus der Dorud- bis einschließlich Elika-Formation.

Die Klüfte der vierten tektonischen Einheit, d. h. der Shemshak-Formation (Rätolias) bis einschließlich der Lar-Formation (Malm), sind in D 18 eingetragen (Abb. 51). Die Maxima-Verteilung ist erstmals nicht vergleichbar mit der der älteren Schichten. Die Häufungspunkte der Pole liegen bei:

a. 15° - $28^{\circ}/70^{\circ}$ - 90° NE
b. 15° - $26^{\circ}/80^{\circ}$ - 90° SW

Bringt man dieses Diagramm mit dem zugehörigen s_o-Diagramm in Verbindung, so zeigt sich, daß die Maxima der beiden die Q-Klüfte darstellen. Die flachliegenden Nebenmaxima bei 98° -$128^{\circ}/41^{\circ}$ - 78° NW sind als zugehörige L-Klüfte anzusehen. Alle diese Klüfte können eventuell den alten Beanspruchungsplan der darunterliegenden Schichten wiedergeben, wobei die L-Klüfte der alten Beanspruchung den Q-Klüften der jungen Deformation entsprechen. Die Q-Klüfte des Unterbaues würden dann die L-Klüfte des Oberbaues darstellen. Dieser Überlegung liegt auch die Vorstellung zugrunde, daß die prä-mitteltriadischen Gesteine durch die β_2'-Verformung nur noch starr reagieren konnten, daß also durch die β_1'-Verformung bereits vorhandene Trennflächen bei der folgenden β_2'-Faltung wieder benutzt wurden (vgl. dazu Abb.50).

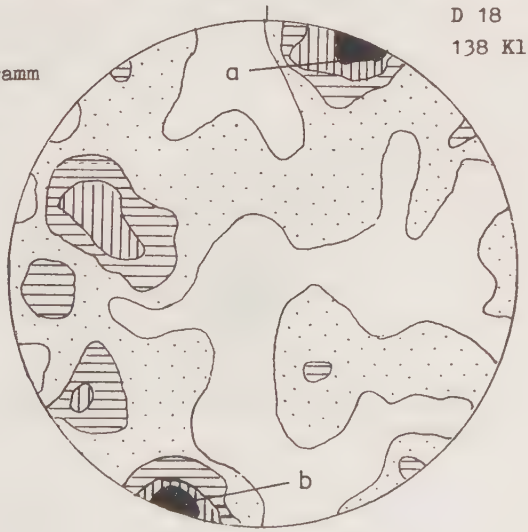


Abb. 51. Sammeldiagramm der Klüfte aus der Shemshak- und Lar-Formation.

Die Schichten der Kreide zeigen wiederum eine ähnliche Lage der Kluftflächenpole, wie das Diagramm D 19 anzeigt (Abb. 52). Die Maxima liegen bei:

a. 18° - $27^{\circ}/57^{\circ}$ - 80° NE
b. 18° - $25^{\circ}/60^{\circ}$ - 84° SW

Sie sind also im Vergleich mit D 12, das ein s_o-Sammeldiagramm der Kreideschichten darstellt, als Q-Klüfte zu deuten, die durch junge Bewegungen verstellt wurden. Kleine D-Klüfte andeutende Häufungspunkte sind auch vorhanden. Es muß hervorgehoben werden, daß die Q-Klüfte im Diagramm D 19 flacher liegen als in D 18.

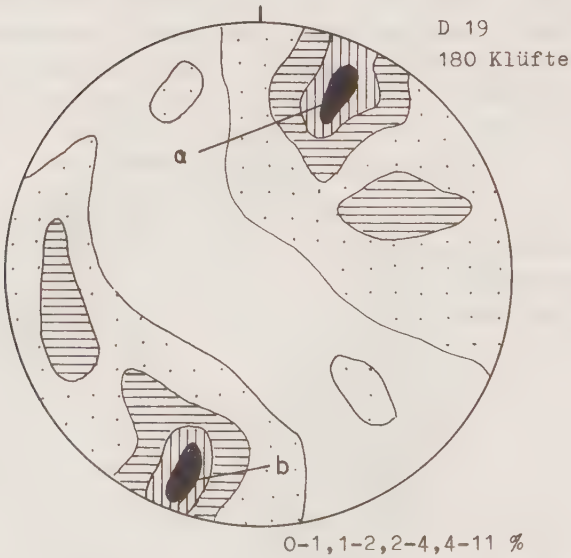


Abb. 52. Sammeldiagramm der Klüfte aus der Tiz-Kuh-Formation.

Die tertiären Schichten haben ihre Darstellung der Kluftpole im Diagramm D 20 (Abb. 53). Die Maxima liegen hier bei:

a. $23^{\circ} - 28^{\circ}/67^{\circ} - 80^{\circ}$ NE
b. $22^{\circ} - 29^{\circ}/63^{\circ} - 80^{\circ}$ SW

Sie liegen damit ähnlich wie die Maxima der Diagramme D 17 und D 18. Die Maxima sind, vergleicht man ihre Lage mit denen im Diagramm D 1, wohl wieder als Q-Klüfte zu deuten. In diesem Diagramm treten auch wieder die L-Klüfte in Erscheinung.

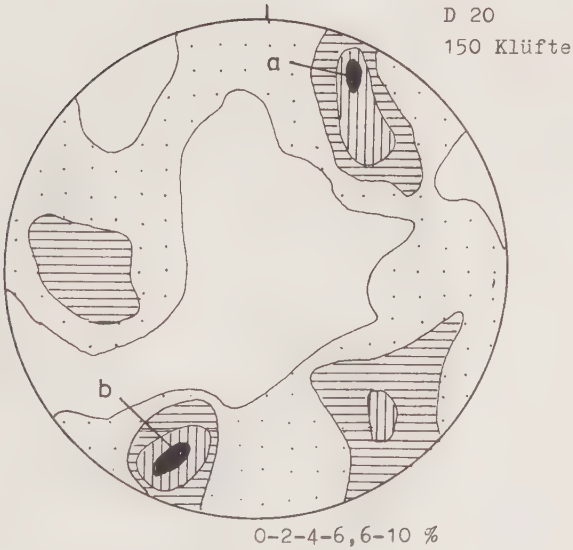


Abb. 53. Sammeldiagramm der Klüfte aus der Sofian-Formation.

Um über das Alter des Monzonits eine genauere Aussage zu machen, wurden die in ihm gemessenen Klüfte im Diagramm D 21 (Abb. 54) zusammengefaßt. Dabei zeigt sich, daß die beiden Hauptmaxima bei:

a. 64° - 72°/74° - 90° NE
b. 64° - 72°/80° - 90° SW

liegen.

Bei dem Vergleich mit den verschiedenen Diagrammen der verschiedenen Einheiten des Arbeitsgebietes zeigt es sich deutlich, daß eine große Übereinstimmung mit den Kluft-Poldiagrammen aus den präkambrischen bis permotriadischen Schichten (D 15 bis D 17) besteht. So ist auch durch die Kluftdiagramme ein mesozoisches, speziell nachtriadisches Alter (obere Kreide bis unteres Tertiär; s. S.80), für den Monzonit wahrscheinlich.

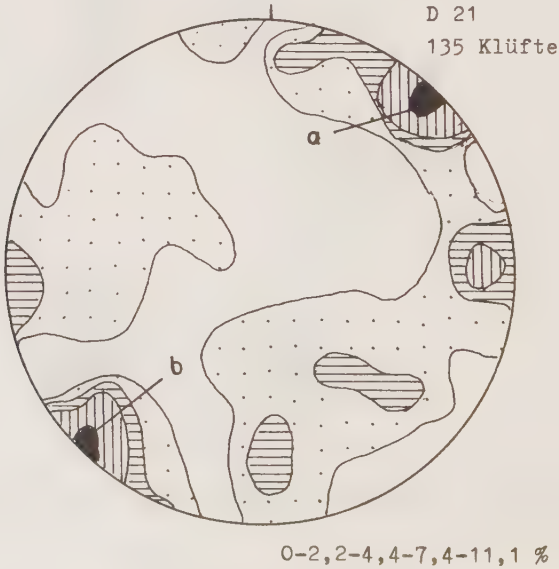


Abb. 54. Sammeldiagramm der Klüfte aus der Monzonit.

Im Diagramm D 22 (Abb. 55) wurden alle im Moro-Gebirge gemessenen Klüfte eingetragen. Das war nötig, um einen Gesamteindruck von der Lage der Klüfte zu den s_o-Flächen zu gewinnen. Die Polhäufungen dieses Diagramms liegen bei:

a. 11° - $26^\circ/78^\circ$ - 80° NE
b. 60° - $85^\circ/65^\circ$ - 90° NE
c. 120° - $143^\circ/49^\circ$ - 87° SE
d. 163° - $6^\circ/67^\circ$ - 90° S
e. 13° - $29^\circ/68^\circ$ - 90° SW
f. 60° - $78^\circ/67^\circ$ - 90° SW
g. 166° - $180^\circ/80^\circ$ - 90° NNW

Es zeigt sich, daß die Kluftverteilung im Moro-Gebirge sehr unterschiedlich angelegt ist und diese in verschiedenen Richtungen außer im NW eindeutige Polhäufungen haben.

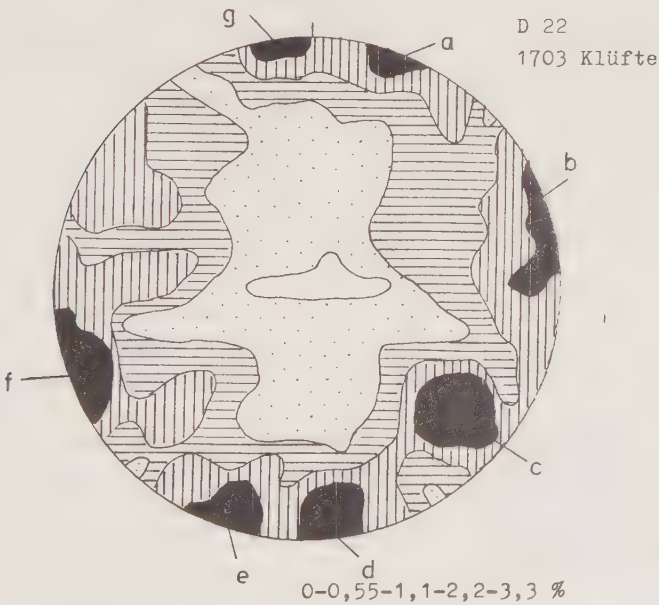


Abb. 55. Sammeldiagramm aller im Moro-Gebirge gemessenen Klüfte.

Die zur Täbriz-Störung parallel verlaufenden und nach SW und NE einfallenden Klüfte bilden mit Abweichungen den Hauptteil der Klüfte im Moro-Gebirge und belegen deren großen Einfluß auf den tektonischen Bau dieser Region. Die Ursache für diese Kluftrichtungsstreuung kann man wohl in der frühen Entstehung der Klüfte, welche durch jüngere Aktivitäten verstellt worden sind, suchen. Eine eindeutige Zuordnung der Klüfte gelingt nicht, wenn man nur das Diagramm D 7, die Polpunkthäufungen der s_o-Flächen aus dem Moro-Gebirge hinzunimmt. Unter Zuhilfenahme der konstruierten β'_1 und β'_2 aus den Diagrammen D 8 bis D 14 kann man jedoch die Klüfte eindeutig nach ihrer Lagebeziehung in Q-, L- und D-Klüfte einordnen.

Für die untere Großeinheit (S.102) mit NW - SE verlaufenden β'_1 bilden die Maxima a, d, e und g die L-Klüfte, während b und f Diagonalklüfte darstellen. Maximum c ist als Q-Klufthäufung anzusehen.

Für die obere Großeinheit mit NE - SW verlaufenden β'_2 ist die Anordnung der Klüfte umgekehrt: Die a-, d-, e- und g-Maxima sind nun Q-Klüfte. Die D-Klüfte des Unterbaus sind auch im Oberbau D-Klüften zuzuordnen, dagegen spiegelt das Maximum c die neuen L-Klüfte wieder.

Ergebnisse aus den s-Diagrammen:

1. Auch die Kluftdiagramme zeigen eine deutliche Zweigliederung des tektonischen Baues des Moro-Gebirges an.
2. Die Schichten des Präkambriums, Kambriums und der Permotrias (D 15 bis D 17) zeigen gut ausgeprägte L-Kluft-Maxima, die NE und SW einfallen, während die Q-Klüfte mit SE Einfallen weniger deutlich in Erscheinung treten.
3. Die Schichten des Jura (D 18 bis D 21), der Kreide und des Tertiärs haben eine andere Kluftbildverteilung als die älteren Schichten. Hier liegen die Maxima im NE und SW und sind grundsätzlich Q-Klüfte, während die L-Klüfte zurücktreten.
4. Wie im Kap. 4.2 dargestellt, liegen die älteren β'_1 und das jüngere β'_2 fast senkrecht zueinander. Die zum älteren

β_1 gehörenden Q-Klüfte werden in ihrem Bezug zu L-Klüfte. Der Umtausch vollzieht sich auch bei den zum älteren β_1 gehörigen L-Klüften, die nun zu Q-Klüften von β_2 werden.

5. Das häufige Auftreten der Q-Klüfte in den jüngeren Einheiten (jünger als Mittel-Trias) ist dadurch zu erklären, daß die häufigen L-Klüfte der älteren Einheit (älter als Mittel-Trias) erneut aktiviert und nach oben durchgepaust wurden.

4.3 Fotolineationen

Fotolineationen sind im Luftbild erkennbare, geradlinige, natürliche Anomalien, die meist durch Brüche, also tektonische Trennflächen, verursacht werden (KRONBERG 1967; BODECHTEL 1969; REUL 1972, 1973 und SCHNEIDER 1974). Sie deuten sich durch geradlinige Talstrecken, Geländekanten, Vegetationsreihen, Entwässerungsrinnen und Grautonunterschiede an (GANGEL 1977, S. 157). Als Ursache der letztgenannten, also der Grautonunterschiede, werden neben dem höheren Feuchtigkeitsgehalt entlang der Brüche und der dadurch bedingten Vegetationsanhäufung, auch verstärkte chemische Verwitterung und Bodenbildung entlang dieser Linien angenommen. Es ist allerdings wichtig, bei Fotolineationen diejenigen abzutrennen, die auf menschliche Einflüsse zurückgehen (KRONBERG 1977).

Arbeitsmethode:

Die in Luftbildern des Arbeitsgebietes beobachteten Fotolineationen wurden unter einem S T 4 Stereoskop bei normaler bzw. 3 facher Vergrößerung aufgenommen. Um eine Korrektur zwischen dem Verlauf des Ausbisses der Lineationen und dem wahren Streichen zu bekommen, wurden:

a. Die Bilder mit dem Maßstab 1 : 60 000 für diesen Zweck herangezogen. Dies ist nötig gewesen, weil damit große Verzerrungen, die in den Bildern 1 : 20 000 vorkommen, verringert werden.

Abb. 56. Fotolineationen-Karte des Moro-Gebirges.

b. Die so gewonnene Karte wurde dann mit einem Luftbildumzeichner des Geographical Survey of Iran nochmal in denselben Maßstab umgezeichnet (Abb. 58).

Die Fotolineationen wurden mit dem Digiplan-Gerät des Erlanger Instituts ausgemessen und zusammengezählt, wobei die Werte des Streichens von 0°, 18° und 20° als Leitzahlen genommen wurden. Die so gewonnenen Zahlen sind in Diagrammen dargestellt worden. So wurde eine regionale Aufgliederung gegeben und außerdem wurden, um ein Gesamtbild zu gewinnen, alle Werte in einer Richtungsrose zusammengefaßt, um ein genaues Verteilungsbild der tektonischen Trennflächen im Moro-Gebirge zu gewinnen. Die Arbeiten von KRONBERG (1973, 1977) haben die Zuverlässigkeit solcher Methoden deutlich dargestellt.

Die Linearanalyse von Luftbildern ist in Gegenden mit geringer Bodenbedeckung, z. B. in ariden und semiariden Gebieten, wie etwa dem Moro-Gebirge gut anwendbar. Es muß noch darauf hingewiesen werden, daß die Beurteilung der Klüfte eines Gebietes mit Hilfe der Lineationsinterpretation sehr viel genauer ausfällt, da der Zufälligkeitsgrad, der bei den üblichen Geländeaufnahmen nicht zu umgehen ist, weitgehend vermieden wird (GANGEL 1977; FÜRST et al. 1978).

Interpretationen der Lineationen im Luftbild:

Um eine regionale Verteilung im Moro-Gebirge darzustellen, ist das Arbeitsgebiet in vier Abschnitte unterteilt worden:

a. NW-Abschnitt
b. Mittlerer Abschnitt
c. SE-Abschnitt
d. Quartärebene im SW der Täbriz-Störung

Im NW-Teil des Moro-Gebirges sind die Fotolineationen in einer breiten Zone mit N - S bzw. NNE - SSW-Streichen angelegt (D 23 in Abb. 57). Die geringe Zahl der Fotolineationen im NW-Teil (vgl. D 24 in Abb. 58) hat ihre Begründung in der Überdeckung der zerklüfteten prätertiären Sedimente durch miozäne Schichten. Zwei kleinere Maxima sind bei 60° und 120° anzutreffen.

Abb. 57. Richtungsdiagramm der Fotolineationen im NW-Teil des Moro-Gebirges.

Im mittleren Abschnitt des Moro-Gebirges sind die meisten Lineationen anzutreffen (D 24 in Abb. 58). Das große Maximum bei 20° ist identisch mit dem aus Diagramm D 23 (Abb. 57), jedoch ist es hier nach E verschoben. Es zeigt sich auch hier eine breite Streuung bis NE. Die zweite Häufung liegt bei 120° und ist hier größer als im vorigen Diagramm. Auch die Maximum-Andeutung bei 60° ist vertreten. Während aber die ersten beiden Häufungen leichte Abweichungen in ihrer Stärke und Lage gegenüber D 22 zeigen, ist bei dem letztgenannten Maximum eine ähnliche Intensität zu erkennen.

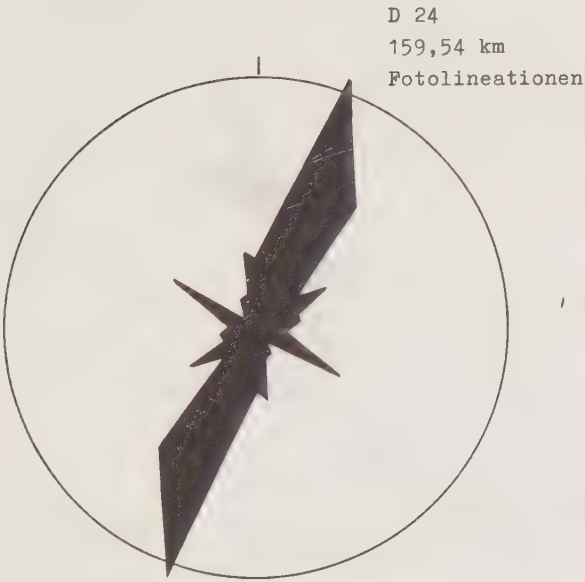


Abb. 58. Richtungsdiagramm der Fotolineationen im mittleren Teil des Moro-Gebirges.

Im SE-Abschnitt sind die Verhältnisse ähnlich (D 25 in Abb. 59) wie im Diagramm D 23, allerdings mit geringerer Dichte der Fotolineationen. Das Maximum bei 20° tritt auch hier auf. Die SE - NW verlaufenden Lineationen, die in D 23 und D 24 die Nebenmaxima bilden, sind hier in zwei kleinere Häufungen aufgegliedert, die bei 110° und 130° liegen. Die dritte Häufung hat wieder ihre Lage bei 60° beibehalten und tritt mit der gleichen Intensität wie in den vorangegangenen Richtungsrosen auf.

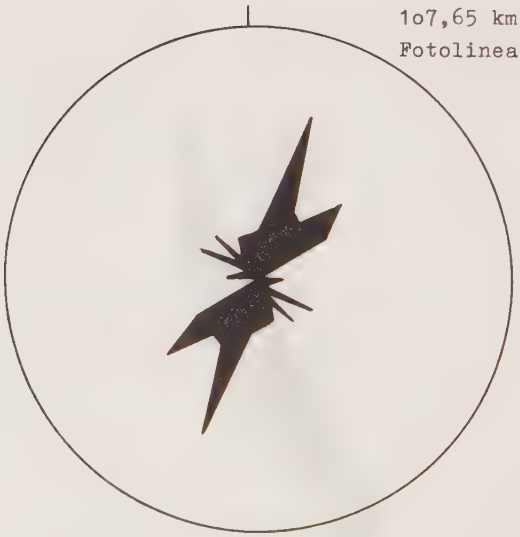


Abb. 59. Richtungsdiagramm der Fotolineationen im SE-Teil des Moro-Gebirges.

Im Diagramm D 26 (Abb. 60) sind die Fotolineationen aus der Urmiah-See-Ebene (Quartär) zusammengetragen worden, die sich in unmittelbarer Nähe des Moro-Gebirges befinden. Hier zeigt die Richtungsrose ein ganz anderes Verteilungsbild als in den vorangegangenen Sammeldiagrammen. Hier zeichnet sich die Täbriz-Störung und die durch sie verursachten Lineationen mit einem sehr großen Maximum bei 120° besonders stark aus. Damit zeigt sich deren junge Aktivität in den Quartärschichten sehr deutlich. Das Nebenmaximum bei 60° ist in etwa ähnlicher Stärke wie in den anderen Diagrammen auch hier vertreten. Dagegen ist das NNE - SSW verlaufende Hauptmaximum stark zurückgetreten.

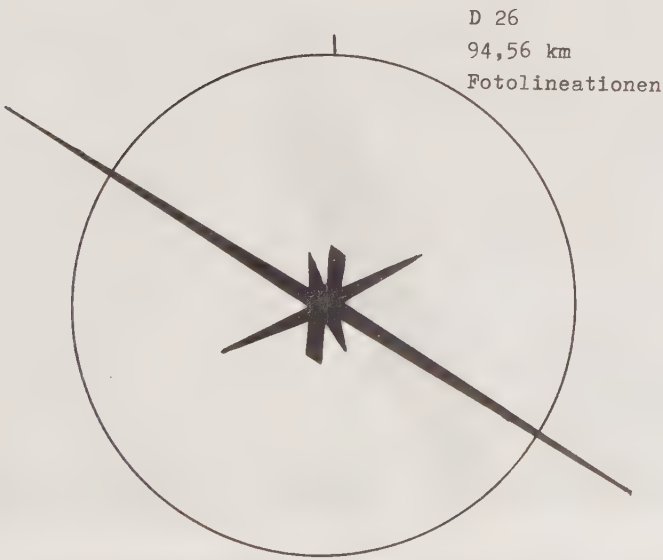


Abb. 60. Richtungsdiagramm der Fotolineationen aus der Urmiah-See-Ebene, SE' der Täbriz-Störung.

Folgende Argumente sprechen für eine junge Aktivität der bei 60° liegenden Fotolineationen:

a. In allen Diagrammen, d. h. in den präkambrischen, paläozoischen, mesozoischen und neozoischen Gebieten ist sie fast mit gleicher Stärke vertreten.

b. Quartäre Ablagerungen weisen in dieser Richtung deutliche Fotolineationen auf, wie besonders in Abb 62 deutlich zu erkennen ist.

Im Diagramm D 27 (Abb. 61) sind alle Werte aus dem Moro-Gebirge i. e. S., d. h. D 23, D 24, D 25 zusammengetragen worden. Jedoch wurde der Maßstab auf die Hälfte verkleinert, d. h. hier wird nun anstatt 1 cm = 1 km gemessene Fotolineationen, 0,5 cm = 1 km Fotolineationen gewählt.

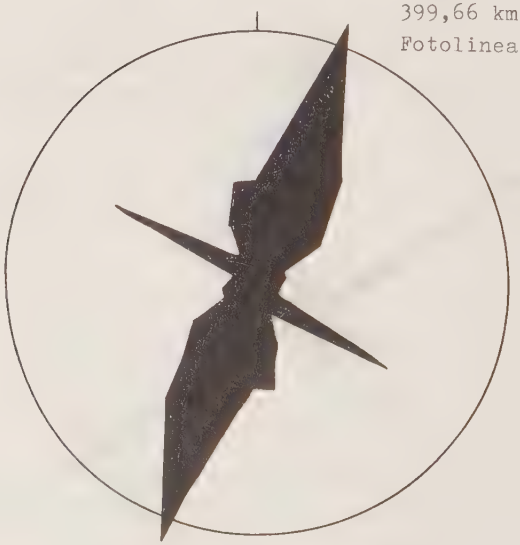


Abb. 61. Richtungsdiagramm aller im Moro-Gebirge gemessenen Fotolineationen.

Abb. 62. Junge ENE-WSW-streichende Lineationen (Brüche) in der Quartär-Ebene des Urmiah-Sees SW' der Täbriz-Störung.

Das breite Maximum der Lineationen mit NNE - SSW-Streichen ist viel stärker ausgeprägt als die schmalen, aber doch deutlichen NW - SE streichenden Lienationen. Dies kann folgendermaßen erklärt werden:

1. Das schmale NW - SE verlaufende Maximum ist wiederum durch die Täbriz-Störung und ihre parallelen Brüche bedingt, die immer wieder ihr konstantes Streichen aufweisen.

2. Das breite, z. T. alte, NNE - SSW streichende Maximum ist als Folge der ursprünglich häufigen L-Klüfte der ersten Beanspruchung (S.102) und ihre Durchpausung als Q-Klüfte der jungen Bewegung (S.102) entstanden. Außerdem sind sie in ihrer Lage immer wieder versetzt worden, und dadurch ist die starke Streuung bedingt. Die Talbildung im Moro-Gebirge folgt dann auch dieser zeklüfteten und vorgegebenen Richtung, nämlich ENE - WSW. Vergleicht man dieses Diagramm mit D 22, also dem Klüfte-Sammeldiagramm des Moro-Gebirges, so zeigt sich eine deutliche Übereinstimmung:

a. Die Maxima b, f und vor allem c würden den NNE - SSW streichenden Lineationen entsprechen. Nach BODECHTEL (1969, S. 267) treten die steilen Brüche meist als Lineationen auf. So ist einerseits das Zurücktreten der ca. 30° - 40° streichenden Lineationen in D 26 und andererseits ihr großes Maximum in D 22 zu erklären.

b. Die Maxima a, d, e und g in Diagramm D 22 vertreten die schmalen NW - SE verlaufenden Lienationen.

Zusammenfassend kann man feststellen, daß die Fotolineationsanalyse mit den Geländebeobachtungen zusammen ausgeführt werden sollte. Diese Methode ist wegen der großen flächenhaften Abdeckung, schnellen Aussagekraft, guten Durchführbarkeit sowie der Ausschließung des Zufalls besonders beachtenswert.

4.4 Faltung

Faltungen III. und IV. Ordnung (SCHWAN 1956 b) sind im Kartiergebiet nicht beobachtet worden. Durch geologische Kartierung sind Andeutungen von Falten der I. und II. Ordnung gefunden worden. So kann man das gegensinnige

Einfallen der permischen Schichten bei Zain-Abad (NE-Einfallen) und SE' Tschele-Khane (SW-Einfallen) als eine Falte II. Ordnung mit ca. 5 km halber Wellenlänge deuten.

In den s_o-Sammeldiagrammen D 8 bis D 14 sind aus den s_o-Flächenpolen β-Pole konstruiert worden, die für die tiefere Großeinheit (Präkambrium bis einschließlich Mittel-Trias) einen NW - SE-Verlauf von Falten zeigen, während solche in der höherliegenden Großeinheit (post-mittel-Trias) NE - SW-Streichen aufweisen (S.102). Die beiden senkrecht zueinander liegenden β_1' und β_2' bedingen im Moro-Gebirge eine domartige Aufwölbung, die jedoch durch jüngere Brüche verstellt worden ist (Diagramm D 7).

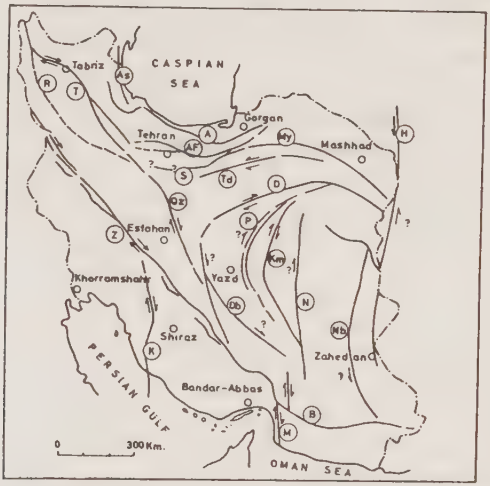
4.5 S t ö r u n g e n

4.5.1 Täbriz-Störung

Der abrupte Abbruch des hauptsächlich aus paläozoischen und mesozoischen Schichten zusammengestzten Moro-Gebirges im SW und der große Höhenunterschied von ca. 900 m zwischen ihm und der Salzsumpfebene des Urmiah-Sees deutet schon morphologisch eine starke Störung an. Dieser Eindruck wird durch ein ziemlich breites Tal entlang der Straße nach Marand am NW-Ende des Moro-Gebirges und die unmittelbare Forsetzung des Mischo-Gebirges verstärkt.

STAHL (1903, S. 63) erwähnt, daß beide Gebirge (Mischo und Moro) durch eine WNW - ESE-streichende Störungslinie nach Ablagerung der Salzformation (Miozän) getrennt worden sind, die auch den auffallend geraden Rand der Gebirge von Sofian bis Täbriz bedingt. Die spätere Erkenntnis, daß es sich bei der Täbriz-Störung um eine rechtshändige Blattverschiebung handelt, beweist nachträglich STAHL's Ansicht. Bei RIEBEN (1934), der die erste geologische Karte von Azarbaidjan 1 : 500 000 veröffentlichte, ist die Störung nicht eingetragen. Erst in der geologischen Karte von Iran 1 : 2500 000 (NATIONAL IRANIAN OIL Co. 1959) und später in der geologischen Karte von Iran 1 : 1000 000 (1978) ist die Täbriz-Störung (EFTEKHAR-NEZHAD 1975)

vermerkt. Auch PAVONI (1961) gibt in seiner Karte über die aktiven Blattverschiebungen im Mittleren Osten eine Störung im Raum Täbriz an, die wohl die Täbriz-Störung sein dürfte.



Störungen mit unbekannten Bewegungsrichtungen
Rechtssinnige Horizontalverschiebungen
Linkssinnige Horizontalverschiebungen

Buchstaben: A) Alborz-, AF) Abyek-Firuzkuh-, AS) Astara-, D)Doruneh-, Db) Dehshir-Baft -, M) Minab-, H) Hari Rud-, K) Kazerun-, Km) Kalmard-, B) Beshagerd-, My) Mayamey-, N) Nayband-,Nb) Naybandan-, P) Poshtebadam-, Qz) Qum-Zefreh-, R) Rezaiyeh-, S) Semnan-, T) Täbriz-, Td) Torud-, Z) Zagros-Horizontalverschiebung.

Abb. 63. Hauptstörungen in Iran) (NABAVI, 1976)

Über den weiteren Verlauf der Täbriz-Störung gab es wegen der z. T. schwer zugänglichen Gebiete von W-Azarbaidjan (NABAVI 1976) keine Klarheit. Die Täbriz-Störung streicht nach den geologischen Karten von 1959 und 1977 zwischen Täbriz und Marand NW - SE. W' Marand biegt die Störung nach W in Richtung zur iranisch - türkischen Grenze um. Nach PILGER (1973) soll sie dagegen ihr NW - SE-Streichen auch NW' Marand beibehalten und zur iranisch - russischen

Grenze (Djulfa) hin verlaufen.

Aufschluß über den wirklichen Verlauf der Täbriz-Störung lieferten Satellitenaufnahmen (LANDSAT, ERTS) und seismologische Karten aus Azarbaidjan (BERBERIAN 1973, 1976 und 1977). Bei der Täbriz-Störung, die von BERBERIAN & ARSCHADI (1976) N-Täbriz-Störung genannt wurde, handelt es sich um eine Blattverschiebung mit gleichzeitiger Anhebung der NE-Scholle (Moro-Gebirge). Ihr Einfallswinkel beträgt fast 90° und ändert sich nur unwesentlich. Die Störung ist, z. B. beim Dorf Khajeh-Marjan zu finden, wo sie ca 85° NE einfällt. Sie hat dort den Charakter einer Aufschiebung (vgl. BERBERIAN 1976, S. 266, über das ähnliche Verhalten der Soltanieh-Störung).

Im Nahen und Mittleren Osten spielen die Horizontalverschiebungen eine große Rolle (PAVONI 1961, S. 137). Sie sind die tektonischen Hauptelemente dieses Raumes (Abb. 63). Sie laufen meist parallel zu den Gebirgszügen (PAVONI 1961; WELLMANN 1965 und BERBERIAN 1976) und haben bei steilem Einfallen (WELLMANN 1965) eine Länge von einigen 100 km. Auch die Täbriz-Störung besitzt im Raum Marand bis Bontanabad eine nachgewiesene Länge von ca. 150 km (geol. Karte Iran 1 : 1000 000). Diese gewaltige Länge, sowie zahlreiche Erdbeben, die an dieser Störung auftreten (BERBERIAN 1977), deuten auf ein kontinuierliches Geschehen in der Erdrinde hin (PAVONI 1961).

Folgende Beobachtungen sprechen für eine rechtssinnige Bewegung der Täbriz-Störung:

1. Die in unmittelbarer Nähe der Täbriz-Störung in den Schichten des Moro-Gebirges auftretenden Bewegungsbahnen sind meist Blattverschiebungen mit rechtssinnige Bewegungen (Diagramm D 29). Da sie das gleiche Streichen, ca. 120° und Fallen 70° bis 90°, haben, kann man sie als Leitstrukturen (SCHWAN 1956 b) der Täbriz-Störung betrachten.

2. Die Trockenflußrinnen an der SW-Seite des Arbeitsgebietes (SW' Ausläufer des Moro-Gebirges) müssen, um in den Urmiah-See zu gelangen, die Täbriz-Störung fast senkrecht schneiden. Der Verlauf dieser Rinnen ist

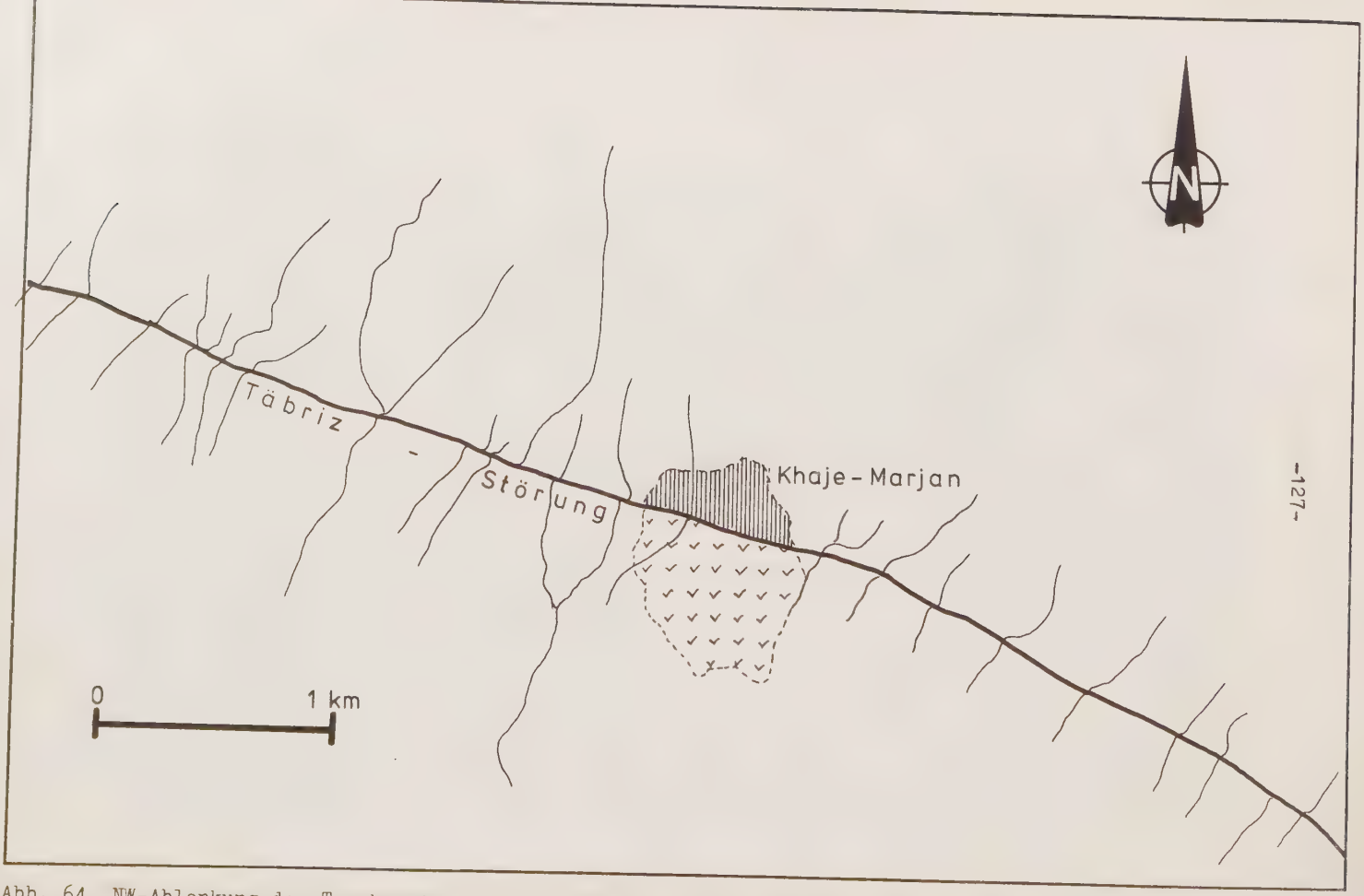


Abb. 64. NW-Ablenkung der Trockenrinnen an der Täbriz-Störung.

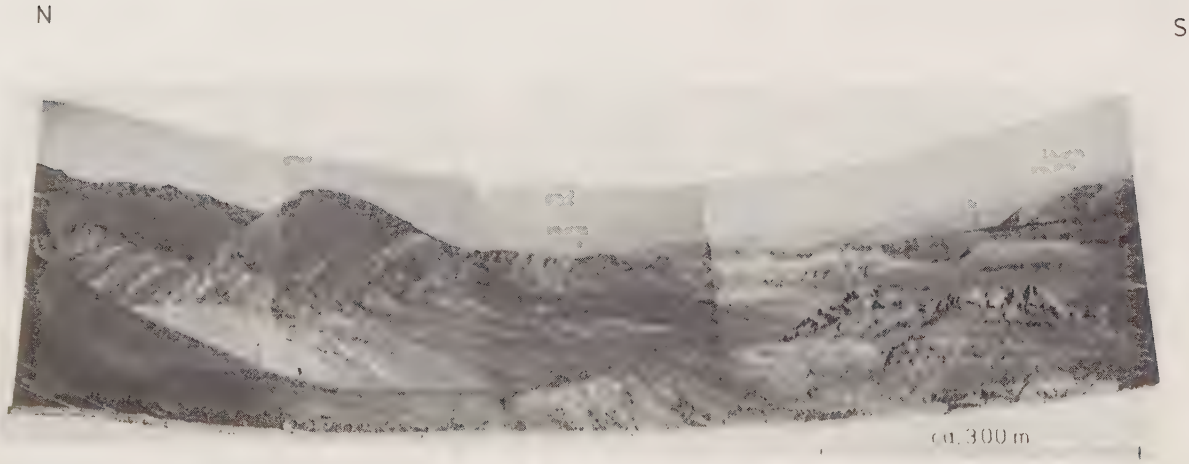
grundsätzlich nach dem Überqueren der Täbriz-Störung auf die SW-Scholle nach NW abgelenkt (Abb. 64). Das zeigt deutlich, daß in jüngster Zeit noch die Rechtsbewegung an diesem Lineament anhält. Bei einigen Rinnen kann man diesen NW-Knick mehrere Male beobachten.

3. Daß sich dabei vor allem die NE-Scholle der Täbriz-Störung nach SE verschoben hat, zeigt sich sowohl an Harnischen (D 29) als auch an einer Großfalte am S-Ende des Einal-Zinal-Berges, der aus miozänen Sandsteinen, Konglomeraten und Mergeln (Upper Red-Formation) aufgebaut ist. Diese Falte liegt direkt am N-Rand der Stadt Täbriz und ist SE-vergent mit NE - SW verlaufender Achse (Abb. 62); sie wurde schon von RIEBEN (1934) beobachtet. Sie liegt in ca. 2000 m mächtigen und ansonsten flach liegenden Schichten und wurde vermutlich durch eine SE-Drift der NE-Scholle der Täbriz-Störung geformt. Der destrale Charakter der Täbriz-Störung stimmt mit den Beobachtungen von PAVONI (1961) und vor allem mit denen von DEWEY et al. (1977) überein, wonach die S-Scholle der nordanatolischen Horizontalverschiebung nach W und die N-Scholle nach E driftet. Aus der tektonischen und geologischen Übersichtskarte der Türkei und Irans läßt sich ableiten, daß sich die nordanatolische Horizontalverschiebung nach E unter Änderung ihrer Richtung (von W - E in NW - SE) in der Täbriz-Störung fortsetzt (EFTEKHAR-NEZHAD 1975). Diese Ansicht läßt sich durch folgende Beobachtungen erhärten:

a. Die nordanatolische Horizontalverschiebung ist eine rechtssinnige Bewegung (PAVONI 1961), was auch auf die Täbriz-Störung zutrifft.

b. An beiden Lineamenten treten rezente starke Erdbeben auf (PAVONI 1961; BRINKMANN 1976; BERBERIAN 1976, 1977), deren Herde jeweils in ca. 30 km Tiefe liegen.

c. Beide Störungen sind in ihrer Anlage sehr alt. NABAVI (1976) nimmt für die Täbriz-Störung und parallel dazu verlaufende Störungen baikalisches Alter an. In verschiedenen Perioden hat sich die Täbriz-Störung als Faziesgrenze (EFTEKHAR-NEZHAD 1976) erwiesen (s. Kap. 5).



Abb, 65. Durch SE-Drift der NE-Scholle der Täbriz-Störung entstandene Falte in der sons fast horizontal liegende miezänen Upper Red Formation N' Täbriz.

Dies gilt wohl auch für die nordanatolische Horizontalverschiebung, wo ab Kambrium in den Gebieten beiderseits der Störung Faziesunterschiede auftreten (BRINKMANN 1976, S. 13), 16, 28, 41 und 46; AKIN 1979).

d. Der Betrag für die nordanatolische Horizontalverschiebung beträgt ca. 1 m/1000 a. (PAVONI 1961). Diese Angabe mag auch für die Täbriz-Störung, die in der Zeit nach 1900 weniger aktiv war, gelten (Dies geht aus Aufzeichnungen der Erdbebenstärke und Häufigkeit hervor). In der Umgebung von Täbriz, werden die beiden Gebirgszüge des Mischo und Moro, die eigentlich zusammengehören, durch die Täbriz-Störung von einander getrennt. Wenn man die beiden Züge miteinander vergleicht, kommt man zu dem Schluß, daß die beiden Gebirge längs der Störung voneinander entfernt worden sind. Unter Zugrundelegung der Bewegungsgeschwindigkeiten der nordanatolischen Horizontalverschiebung von 1 m/1000 a. (PAVONI 1961, S. 127) muß man den Beginn der jüngsten Aktivität der Täbriz-Störung an die Wende Pliozän/Pleistozän legen, die Bewegungen halten noch bis heute (Abb. 64) an. Dies paßt mit dem Alter der Deckdiabase in unmittelbarer Nähe des Moro-Gebirges und der Aktivität der Vulkane Ararat, Sahand, Salaban und vieler anderer zentraliranischer Vulkane.

Die große Bedeutung der Horizontalverschiebungen im Mittleren Osten und ihr meist paralleler Verlauf zu den Gebirgsketten veranlaßte PAVONI (1961, S. 137) zu der Annahme, daß offenbar der ganze vorderasiatische Gebirgsgürtel nicht, wie bisher angenommen, einfach durch ein direktes, frontales Aufeinanderpressen Eurasiens und Gondwanas zu erklären ist, sondern viel eher durch ein seitliches Aneinandervorbeigleiten (strike-slip movement) dieser beiden Großeinheiten. Es muß aber hinzugefügt werden, daß durch dieses Vorbeistreichen einzelner Schollen, durch das die Horizontalverschiebung aktiviert worden ist, die Schollen auch auf- und abbewegt und z. T. auch gegeneinander gepreßt wurden.

An der Tärbiz-Störung fanden ebenfalls derartige Auf - und Abbewegungen statt. Im Laufe dieser Bewegungen hob sich das Moro-Gebirge zwischen der Täbriz-Störung und einer parallel dazu verlaufenden kleineren Störung als Horst heraus. Das Becken des Urmiah-Sees senkte sich zwischen der Täbriz-Störung und der Urmiah-Störung (NABAVI 1976) ein und bildete also einen Graben als Ggenstück für das Moro-Gebirge. Es hat sich in den letzten Jahren gezeigt, daß die Hebungen an den Horizontalverschiebungsflächen bzw. die Horstbildung bei der Entstehung der Gebirgsketten im Alborz, in Zentral-Iran (PILGER 1973), in der Soltanieh-Region (STÖCKLIN 1963; BERBERIAN 1976, S. 171 und 266) und im Moro-Gebirge eine viel größere Rolle spielten (WELLMANN 1965, S. 733), als bisher angenommen wurde.

Wenn man das untermiozäne Transgressionskonglomerat, das im Tal bei Garos bei ca. 1400 m Höhe anzutreffen ist und am N-Abhang des Moro-Gipfels bei ca. 1900 m liegt (Abb. 29) als Hebungsindikator ansieht, muß man für diesen Raum einen Hebungsbetrag von ca. 3 - 5 mm/1000 a. annehmen.

4.5.2 Das Moro-Störungssytem

An der SW-Seite des Arbeitsgebietes, zwischen der Täbriz-Störung und der Kammlinie des Moro-Gebirges, liegt ein zur Täbriz-Störung parallel verlaufendes Störungssytem, das hauptsächlich aus Abschiebungen und Blattverschiebungen besteht. Im mittleren Teil des Moro-Gebirges zwischen Tschele-Khane und Khaje-Marjan kommen allerdings auch Aufschiebungen vor. Diese Störungszone wird vom Verfasser als Moro-Störungssytem bezeichnet.

4.5.2.1 Aufschiebungen

Bei einigen zu der Täbriz-Störung parallel verlaufenden Verwerfungen am SW-Hang des Moro-Gebirges handelt es sich um Aufschiebungen. Diese liegen ausnahmslos zwischen der Täbriz-Störung und der Kammlinie des Moro-Gebirges und lassen daher eine Abhängigkeit von der Täbriz-Störung

vermuten. So ist z. B. N' Khaje-Marjan der ältere Lalun-Sandstein auf triadischen Dolomit aufgeschoben (s. geologische und tektonische Karten). Diese Störung ist weiter NW' davon bei späterer Rotation des Moro-Gebirges in eine Überschiebung mit fast waagrechter Gleitbahn umgewandelt worden. Diese auffällige Schubfläche ist wegen der starken Farbunterschiede zwischen dem roten Lalun-Sandstein und dem weißen Trias-Dolomit bereits von weitem zu erkennen (Abb.66).

Im Tal, an dessen Ausgang sich die Zementfabrik (5 km SE' Sofian) befindet, ist die ältere Mila-Formation auf die Unter-Kreide aufgeschoben (Abb. 68). Die Störungsbahn fällt mit ca 65° nach NE ein. Weiter NW' fällt dieselbe Störung nach SW ein, besitzt dann aber Abschiebungscharakter. Es ist durchaus möglich, daß durch spätere Rotationen entlang der NE - SW verlaufenden Störungen, Aufschiebungen im Gelände jetzt wie Abschiebungen aussehen.

Wie bereits auf S. ausgeführt wurde, schwankt das Einfallen der Täbriz-Störung zwischen 75° und 90°. Bei einem Einfallen von weniger als 90° haben wir bei NE-Einfallen der Täbriz-Störung eine Aufschiebung vor uns. Dieser Wechsel im Einfallen tritt besonders beim Dorf Khaje-Marjan auf. Hier kommen die häufigsten Aufschiebungen vor. Somit dürften diese Aufschiebungen im engen Zusammenhang mit der Täbriz-Störung stehen.

Wie aus dem Diagramm D 28 (Abb. 69) hervorgeht, in dem die Aufschiebungen des Arbeitsgebietes eingetragen sind, handelt es sich bei diesen um echte Aufschiebungen, im Gegensatz zu Schrägaufschiebungen. Der Winkelunterschied zwischen dem größten Einfallen der Störungsfläche und den Escarpments ist nie größer als 15°.

Die Aufschiebungen dürften im Zuge der Heraushebung des Moro-Gebirges im Jung-Tertiär entstanden sein. Dabei wurden bereits NW - SE streichende Klüfte, nämlich die L-Klüfte des β_1' und vielleicht auch die Q-Klüfte des β_2' als Störungsbahnen benutzt. Wie aus der Abb. 68 hervorgeht, sind die Aufschiebungen älter als die NW - SE verlaufenden Blattverschiebungen, die erst in jüngerer Zeit nochmals aktiviert worden sind.

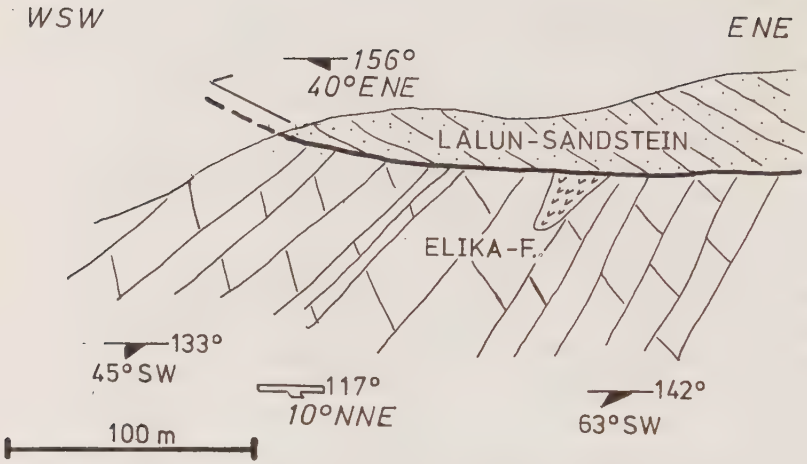


Abb. 66. Überschiebung des Lalun-Sandstein auf die Elika-Formation NW' Khaje-Marjan.

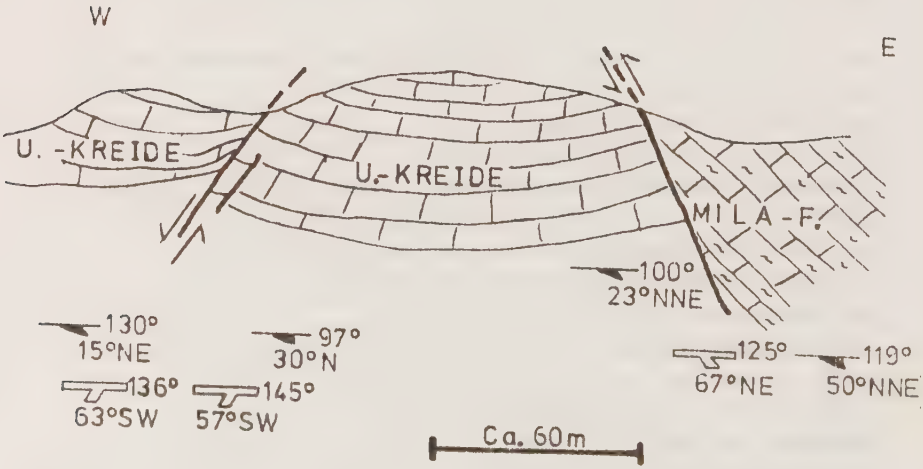


Abb. 67. Aufschiebung des Mila-Formation auf die Unterkreide NW-Hang des Tales der Zementfabrik, ca 800 m taleinwärts.

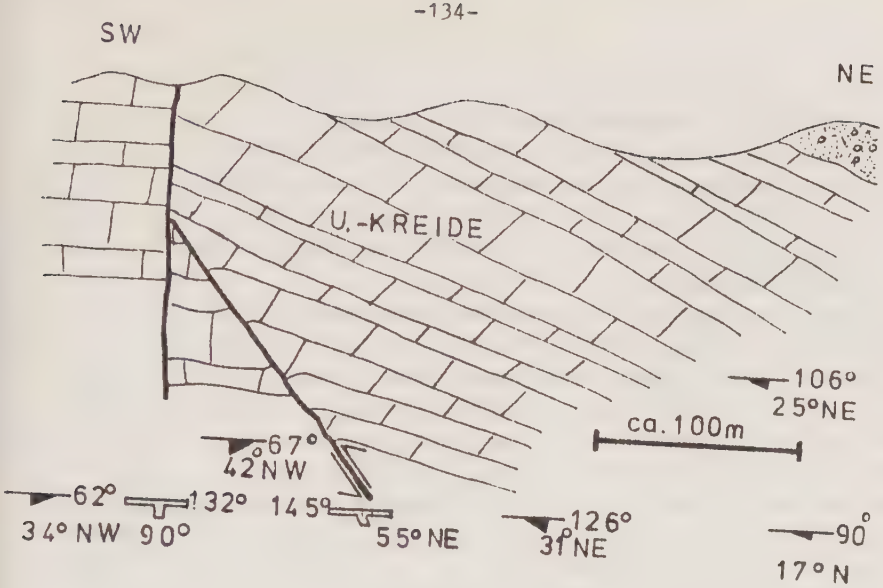


Abb. 68. Aufschiebung in der Unterkreide. die von einer jüngeren senkrechten NW-SE verlaufenden Blattverschiebung abgeschnitten ist. (Zementfabrik-Tal).

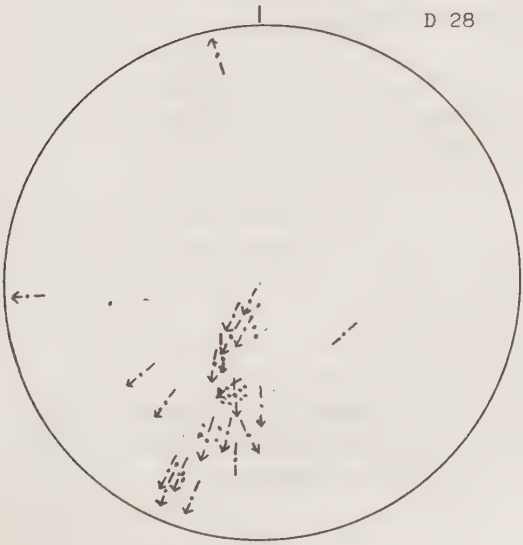


Abb. 69. Im Moro-Gebirge gemessenen Aufschiebungen

- Auf- bzw Überschiebung
- Auf- bzw. Überschiebung mit Harnischen
- Auf bzw Überschiebung mit Harnischen und erkennbaren Bewegungssinn, wobei die Pfeilrichtung die Bewegungsrichtung der Hangendscholle angibt.

4.5.2.2 Blattverschiebungen

Es handelt sich meist um Parallelstörungen zur Täbriz-Störung, die ausschließlich am SW-Abhang des Arbeitsgebietes, also in unmittelbarer Nähe der Täbriz-Störung zu finden sind. Sie dürften durch dieselben Kräfte entstanden sein wie die große Hauptstruktur, also die Täbriz-Störung.

Im Gegensatz zu den Auf- und Abschiebungen des Moro-Gebirges, die meist einen Einfallswinkel von 50° - 70° aufweisen, fallen die Blattverschiebungen steiler, mit 70° - 90° ein. Ihre Harnische sind besonders in Kalken sehr deutlich ausgebildet, und die Gleistreifen verlaufen fast waagerecht, wobei häufig mehrere Rillungen übereinander als Zeichen wiederholter Bewegungen anzutreffen sind. Es kommen auch Gleitstreifen vor, die flach mit ca. 10° - 15° nach NE einfallen.

Im Diagramm D 29 (Abb. 70) sind die im Moro-Gebirge gemessenen Blattverschiebungen mit den dazugehörigen Gleitstreifen und die Bewegungsrichtung der Hangendscholle nach der Methode von HOEPPNER (1955), dargestellt. Es wird deutlich, daß es sich dabei hauptsächlich um NW - SE-streichende, steil nach NE einfallende Blattverschiebungen handelt. An diesen Störungen ist jeweils die hangende bzw NE-Scholle nach SE bewegt worden (Abb. 72). Das stimmt mit dem Bewegungssinn der Täbriz-Störung überein.

Bei einigen wenigen Störungen, besonders bei den nach SW einfallenden, ist auch eine Bewegung der Hangendscholle nach NW erkennbar. Dies ist ein Beleg dafür, daß an den NW - SE-streichenden Blattverschiebungen die SW-Scholle nach NW bewegt wurden. An der Täbriz-Störung sind somit im Sinne einer rechtssinnigen NW - SE verlaufenden Blattverschiebung gleichzeitig beide Schollen, die NE' und SW', relativ voneinander wegbewegt worden (Abb. 64). Blattverschiebungen des Moro-Störungssystems dürften in ihrer Anlage, ähnlich wie die Täbriz-Störung, alt (paläozoisch) sein. Der Versatz von Trockenrinnen (Quartär) in dieser Region durch die Blattverschiebungen zeigt, daß auch noch rezente Bewegungen stattgefunden haben.

D 29

Abb. 70. Im Moro-Gebirge gemessene Blattverschiebungen

- · Blattverschiebung
- —·— Blattverschiebung mit Gleitstreifen
- ←·— Blattverschiebung mit Gleitstreifen, wobei die Pfeilrichtung die Bewegungsinn der Hangendscholle angibt.

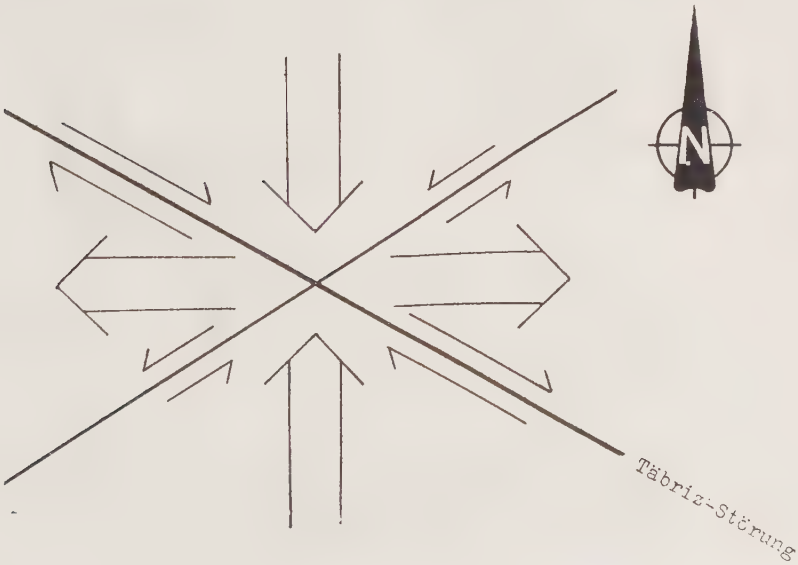


Abb. 71. Schematische Darstellung des gegenwärtigen Kräfteplans im Bereich des Moro-Gebirge.

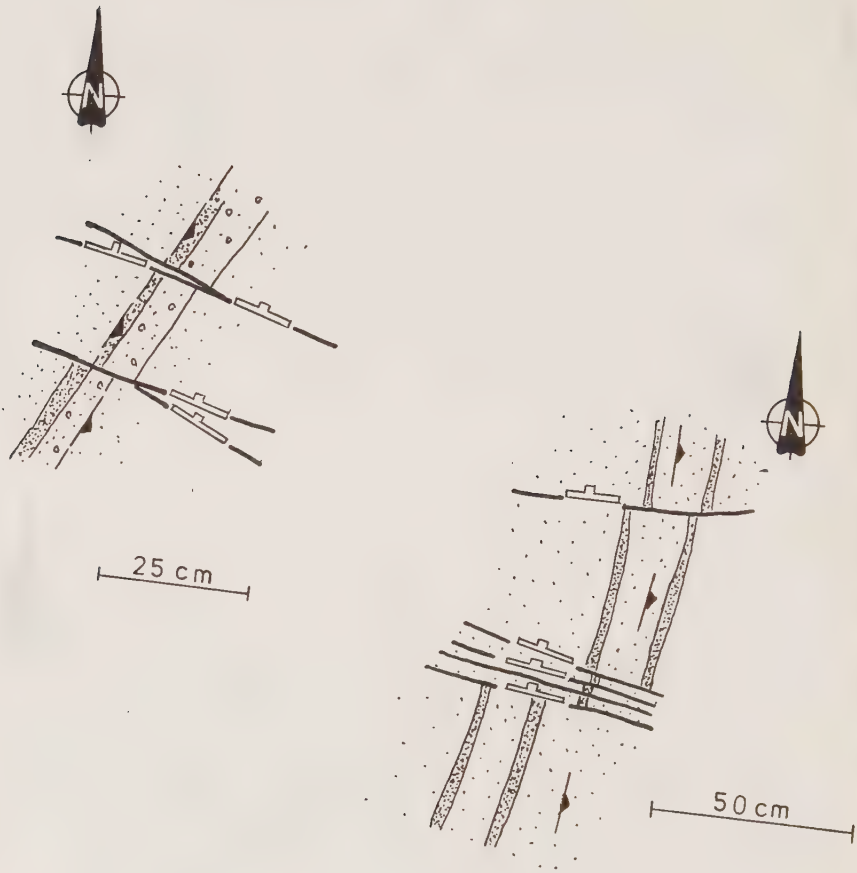


Abb. 72. Treppenartige Versetzung des Lalun-Sandstein durch NW-SE-verlaufende und nach NE einfallende Blattverschiebungen im Mazrahe-Tal (Kartendarstellung).

An einigen Störungen sind neben jüngeren Horizontal-Bewegungen ältere steil einfallende Gleitstreifen zu beobachten. Es sind also sowohl für kleinere Störungen wie für größere mehrsinnige Bewegungen in Betracht zu ziehen. Es haben entlang dem einmal vorgegebenen, nach NABAVI (1976) kaledonischen, NW - SE verlaufenden Brüchen je nach Art der Beanspruchungen verschiedensinnige Bewegungen stattgefunden.

Einige wenige talbildende Blattverschiebungen verlaufen NE - SW (D 29). Diese weisen eine linkssinnige Bewegungsrichtung auf, wobei sich die SE-Scholle nach NE und die NW-Scholle nach SW verschoben hat. Diese linkssinnigen Störungen dürften genetisch (Abb. 71) mit den NW - SE verlaufenden, rechtssinnigen Bewegungen zu einem Beanspruchungssystem gehören und Resultierende einer N - S-Einengung sein. Das ursprüngliche NW - SE-Streichen des Moro-Gebirges wurde an diesen NE - SW verlaufenden Blattverschiebungen durch treppenartigen NE-Versatz der jeweils im SE liegenden Scholle nach NE, in WNW - ESE-Streichen umgewandelt. Dabei entfernt sich das ESE-Ende des Moro-Gebirges von der Täbriz-Störung nach NE weg (s. geologische und tektonische Karte).

4.5.2.3 Abschiebungen

Im Gegensatz zu den Blattverschiebungen und den Aufschiebungen, die meist parallel zu der Täbriz-Störung verlaufen, liegen die Abschiebungen im Moro-Gebirge in NE - SW und E - W Richtung (s. geologische und tektonische Karten und Abb. 73 bis 77). Im Mittelteil des Arbeitsgebietes hat eine stärkere Heraushebung stattgefunden, während die umliegenden Gebiete weniger herausgehoben oder sogar abgesunken sind. Das Diagramm D 30 (Abb. 75) zeigt die in verschiedenen Richtungen einfallenden echten Abschiebungen, die selten in Schrägabschiebungen übergehen.

Es können zwei Hauptkategorien der Abschiebungen herausgestellt werden:

1. Die Verschiebungsflächen, die parallel zu der WNW verlaufenden Täbriz-Störung liegen und die Hauptmenge ausmachen.

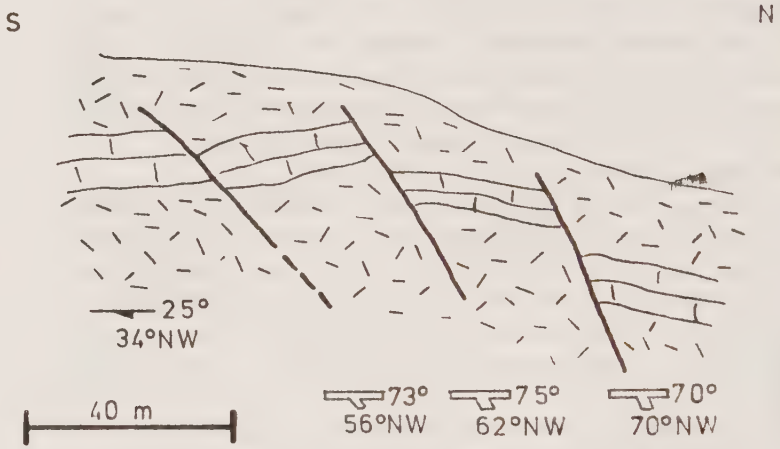


Abb. 73. Abschiebungen in der Lar-Formation ca 2.2 km N' Tschele-Khane.

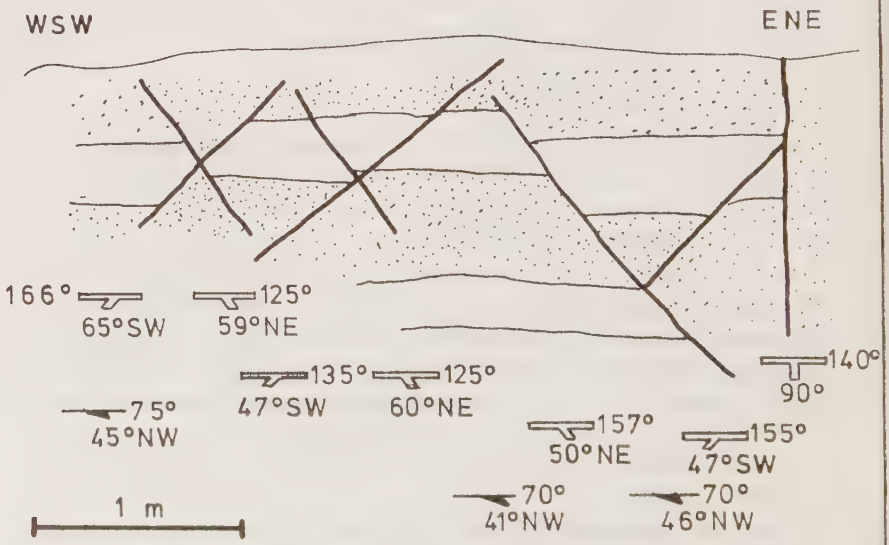


Abb. 74. Abschiebungen in der Lalun-Sandstein im Mazrahe-Tal, ca 150 m E' Top-Quarzit Ausbisses.

D 30

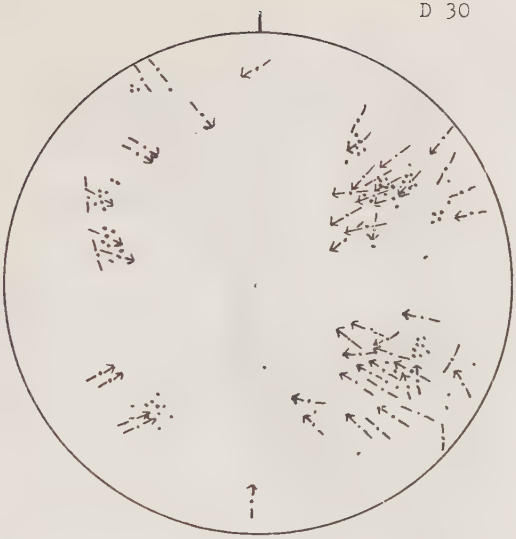


Abb. 75. Im Moro-Gebirge gemessene Abschiebungen

- Abschiebung
- Abschiebung mit Harnischen
- Abschiebung mit Harnischen, wobei die Pfeilrichtung die Bewegungssinn der Hangendscholle angibt.

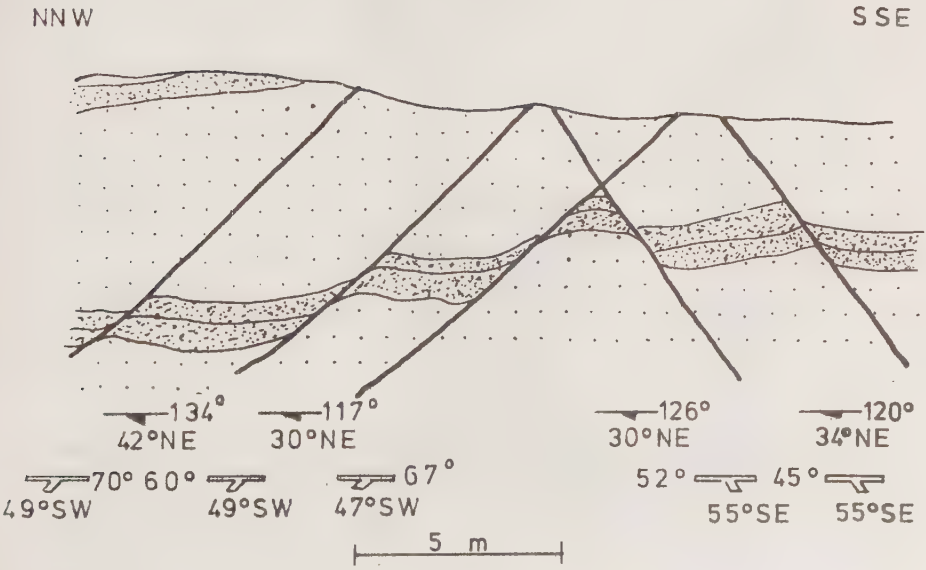


Abb. 76. Abschiebungen in der Lalun-Formation im Mazrahe-Tal.

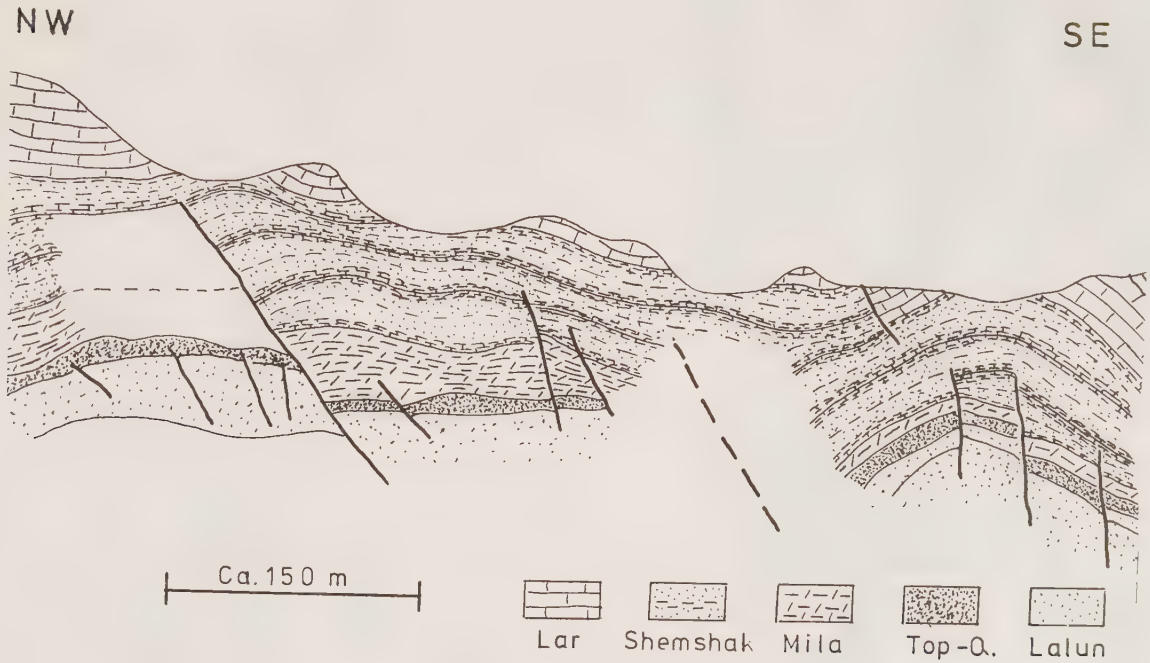


Abb. 77. NW-SE-Profil des Hauptkammes NE` Khaje-Marjan.

2. Die Abschiebungen, die nicht parallel zur Täbriz-Störung liegen, sondern ± diagonal (NE und NW) streichen.

5 PALÄOTEKTONIK UND PALÄOGEOGRAPHIE

Die Zugehörigkeit Irans zum Eurasiatischen Kontinent oder zu Gondwana ist in den letzten Jahren durch neue Erkenntnisse auf dem Gebiet der Plattentektonik und mit Hilfe paläomagnetischer Messungen neu diskutiert worden. TAKIN (1971) und BRUNN (1976) rechnen den Iran noch zum eurasiatischen Kontinent. Nur das Zagros-Gebirge wird als Schelf des Afroarabischen Kontinents angesehen.

Dagegen wird die "Iransiche Platte" von FÖRSTER et al. (1972) zu der Arabischen Tafel gerechnet. Er gibt für den Iran eine Lage zwischen der Afrikanischen und Indischen Platte an und rechnet ihn somit zu Gondwana. FÖRSTER et al. (1972) und SOFFEL et al. (1975) führten in spätkambrischen Schichten der Bafq-Region (nahe Jazd/Zentral-Iran) paläomagnetische Messungen durch. Diese zeigen eine gute Übereinstimmung der Pollage mit der anderer gleichaltriger Gesteine in Indien und Pakistan. Nach neueren Forschungen von KRUMSIEK (1976) gehört die "Iranisch-Afghanische Platte" bis in die Zeit des Perms mit Madagaskar, den Seychellen und der Indischen Platte zu der Großafrikanischen Platte und demnach zu Gondwana. Danach ist die Iranisch-Afghanische Platte mit einer geringen E - W-Änderung ihrer Lage, aber mit einer schnelleren Wanderung mit "sinistraler Eigenrotation" (KRUMSIEK 1976, S. 294) nach N bewegt worden. Die "Iranisch-Afghanische Platte" erreichte in der Ober-Kreide die Russische Platte. Die Arabische Platte näherte sich im Alttertiär von SW der "Iranisch-Afghanischen Platte". Nach FÖRSTER (1974) ist eine Kollision der beiden letztgenannten Platten zu Beginn des Tertiärs wegen der zwischen diesen liegenden 20 km breiten ozeanischen Kruste nicht möglich gewesen. Die eigentliche Kollision soll sich erst im Pliozän vollzogen haben (Abb. 78).

Außerdem zeigt schon die große Ähnlichkeit der stratigraphischen und sedimentologischen Verhältnisse in der Türkei, Iran, Saudi-Arabien, Pakistan und Indien, daß diese Gebiete vom Präkambrium bis Perm eine einheitliche Entwicklung durchgemacht hatten, wie dies auch aus den Forschungsergebnissen von FÖRSTER et al. (1972), SOFFEL et al. (1975) und KRUMSIEK (1976) deutlich wird.

Die Aussagen über die Paläogeographie des iranischen Raumes sowie seiner Nachbargebiete sind wegen der gut aufgeschlossenen Profile und der zumindestens bis zum Perm bzw. zur Ober-Kreide im großen gesehen recht ruhigen tektonischen Verhältnisse sehr einheitlich.

Nach den präkambrischen Orogenesen in einigen Gebieten Irans, z. B. in der Bafq-Region (BEHAIN 1970), kam es vom späten Präkambrium ab in vielen Teilen Vorderasiens zur Ablagerung einer Schelffazies, die sich im gesamten Raum bis ins Perm fortsetzte.

Die Schichten des späten Präkambriums bis Ordoviz (etwa 1. Sedimentationszyklus H. FLÜGEL's 1964) können in vier Einheiten untergliedert werden:

1. Die sandig-schiefrige Fazies mit wenigen Dolomiten und Kalkbänken des obersten Präkambriums.
2. Die dolomitisch-kalkige Fazies des "Soltanieh-Dolomits" des untersten Kambriums.
3. Die rote sandig-schiefrige, selten kalkig-dolomitisch ausgebildete Barut- und Lalun-Formation des Unter- und Mittel-Kambrium.
4. Vor allem kalkig-dolomitische Ausbildung der Mila-Formation mit oberkambrischem bis unterordovizischem Alter.

Diese Gliederung gilt im groben auch für den Nubischen Schild, die Türkei (H. FLÜGEL 1964) und Pakistan. Nur in S-Iran ist als Ausnahme die 2. und 3. Einheit salinar ausgebildet.

Der salinare Einfluß geht in N-, NW- und Zentral-Iran wegen der Nähe zum offenen Meer verloren, und es liegt eine mächtige rote Sand- und Schiefer-Sedimentation vor. Auf Grund der Ausbildung der Komponenten der 1. Einheit (Kehar- und Bayondor-Formation) muß man ein nahe gelegenes Liefergebiet annehmen. Dagegen lag das Liefergebiet

Abb. 78. Die Norddrift der iranisch-afghanischen Platte vom Perm bis zum Jungtertiär (KRUMSIEK 1976).

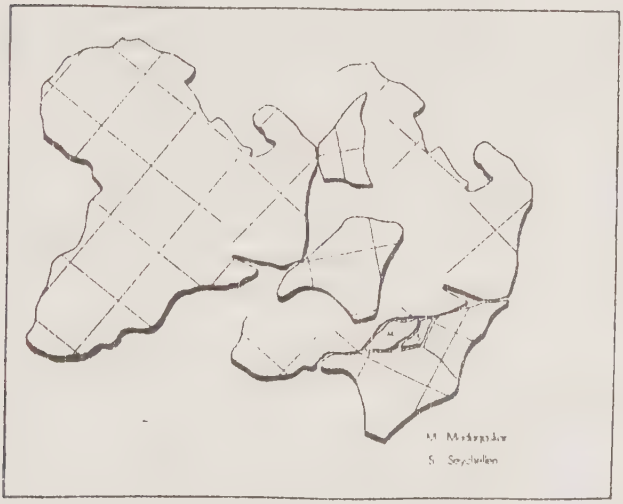


Abb. 79. Indische und iranisch-afghanische Platte am C[illegible] auf Grund paläomagnetischer Daten (KRUMSIEK 1976).

während der 3. Einheit (Barut- und Lalun-Formation) weiter entfernt.

Die Frage nach assyntischer bzw- baikalischer Gebirgsbildung ist wegen des normalen Übergangs der 1. Einheit in die 2. Einheit im gesamten N-, NW- und Zentral-Iran (EFTEKHAR-NEZHAD 1975), also auch im Moro-Gebirge und manchen anderen Gebieten des Mittleren Ostens (SCHWAN 1972, S. 131) zu verneinen. Einige Gebiete wie z. B. Kerman (HUCKRIEDE 1962) bilden dabei Ausnahmen.

Im oberen Präkambrium sind in vielen Regionen Irans saure und intermediäre Schmelzen wie bei Sanjan (STÖCKLIN et al. 1964) und Takab (ALAVI & AHIDI 1968) intrudiert. Diese Granite und Syenite führten zu lokalen Metamorphosen und Diskordanzen (STÖCKLIN et al. 1964; BEHAIN 1970). Die Syenite des Moro-Gebirges (S. 77) sind als Äquivalente dieser Intrusionen infolge früh-baikalischer Orogenese zu betrachten. Ähnliche Intrusionen sind aus Goschtschi (zwischen Khoy und Urmiah) und Khoy (BEGLARI 1975) berichtet worden. Allerdings ist H. FLÜGEL (1964) für eine weitaus größere Auswirkung der assyntischen Orogenese eingetreten. Die durch die baikalische Aktivität entstandenen tektonischen Einheiten Irans sind N - S-gerichtet (BEHAIN 1970; NABAVI 1976). Hierzu gehören einige alte Störungen, wie die Nahbandan-, Nayband-, Kazim- und Bafq-Störung (Abb. 63).

Nach NABAVI (1976) sind auch NW - SE streichende Einheiten durch die baikalische Aktivität entstanden. Es kam z. B. während dieser tektonischen Aktivitäten zur Bildung der Zagros-Störung, die die Hormoz-Salt-Formation von den übrigen rein flachmarinen Ablagerungen (Unter- bis Mittel-Kambrium) trennt.

Nach den baikalischen Orogenesen in SE-Iran (HUCKRIEDE 1962) und ihren epirogenen Auswirkungen im übrigen Iran hat ein völliger Fazieswechsel von flachmarinen Sandsteinen und Grauwacken (Kehar- und Bayondor-Formation) zu reinen Dolomiten (Soltanieh-Formation) stattgefunden. Allerdings kam es nach kurzer Zeit im Zentral-Iran, Alborz und auch im Moro-Gebirge während des Mittel-Kambriums

zur Ablagerung von marinen roten Schiefern und Sandsteinen mit Cruziana-Spuren. Im Ober-Kambrium herrscht wieder Karbonatsedimentation mit einer reichen marinen Fauna vor. Dieser sehr flachmarine Charakter des Sedimentationsraumes bleibt während des gesamten oberen Präkambriums bis zum Ordoviz bestehen. Nur gebietsweise und dann auch nur für kurze Zeit sind auch Serien des tieferen Sedimentationsbereiches, z. B. Chapoghlu-Schiefer im Soltanieh-Dolomit und Teilen der Mila-Formation, zur Ablagerung gekommen (SEILACHER 1963; H. FLÜGEL 1971). Die Annahme von SADECK (1977), daß alle frühpaläozoischen Schichten im Iran in einem tiefen Trog abgelagert worden sind, scheint nicht richtig zu sein. Es muß festgestellt werden, daß in einigen Gebieten Spezialtröge ausgebildet waren, aber trotzdem die flachmarinen Ablagerungsbedingungen weiter bestanden und die Sedimentation mit der Absenkung des Troges Schritt hielt.

Die große Schichtlücke von Unter-Ordoviz bis Perm, die nur in wenigen Gebieten durch Ablagerungen von oberem Unter-Devon bis Unter-Karbon (HERAVI 1975) z. T. überbrückt wird, ist die Folge der epirogenen Heraushebung während der kaledonischen FFaltungsphasen (GANSSER 1955; H. FLÜGEL 1964; STÖCKLIN et al. 1964, 1969; PILGER 1971). Diese Heraushebung wurde z. T. von herzynischen Bewegungen verstärkt oder gebietsweise, z. B. im Moro-Gebirge rückgängig gemacht. In solchen Regionen kommt es dann zur Sedimentation von flachmarinen Schichten von oberem Unter-Devon bis Unter-Karbon (H. FLÜGEL 1964, 1971). Eine kaledonische Faltung hat jedoch in der gesamten Region des Zentral-Iran und Azarbaidjan nicht stattgefunden (GANSSER & HUBER 1962; HUCKRIEDE 1962; KETIN 1960; STÖCKLIN et al. 1964, 1969 und PILGER 1971). Durch N - S und z. T. NW - SE streichende, baikalisch angelegte Lineamente sowie durch NE - SW streichende Störungen durch Bewegungen in der kaledonischen Ära (NABAVI 1976), ist eine mosaikartige Zerteilung der Kruste Vorderasiens einschließlich des Iran entstanden (WOLFAHRT 1972). Einige von den dadurch entstandenen Großschollen vollführten selbständige Auf- und Abbewegungen. Abwärtige Bewegungen

einzelner Regionen ermöglichte z. B. eine Sedimentation im Devon und Karbon im Alborz (DEDUAL 1967), N' der Täbriz-Störung (EFTEKHAR-NEZHAD 1975) sowie in der Maku-Region (ALAVI & BOLOURCHI 1973). Es ist aber in keiner Weise zu größeren Pressungen, Schichtneigungen oder gar Überkippungen gekommen. So erklärt sich, daß die großen Schichtlücken in weiten Teilen von Azarbaidjan und Zentral-Iran erst durch das Fehlen von Fossilien nachgewiesen werden konnten und nicht als Winkeldiskordanzen zu erkennen sind.

Aus dem gleichen Grunde sind auch herzynische Bewegungen lediglich als schwache epirogene Bewegungen (BÖCKH et al. 1929; GANSSER 1955; HUCKRIEDE 1962; STÖCKLIN et al. 1964, 1965, 1969; PILGER 1971) zu betrachten. Nach HAGHIPOUR (1971) betragen die meßbaren Winkel an den Schichtlücken des Paläozoikums meist nur 10° und selten 20° - 30°. Über der präpermisch angelegten Erosionsfläche transgrediert das Perm mit einer sandig-konglomeratischen Folge, über der Kalke, Dolomite und Mergel liegen, die die früher beschriebenen faziellen Differenzierungen überdeckt und die Sedimentation in einheitlicher Entwicklung fortsetzt. Allerdings zeigen die Fossilfunde aus dem Moro-Gebirge (S. 39), daß die Permtransgression in diesem Raum erst im oberen Mittel-Perm einsetzt. Die reiche Faune zeugt von Untiefen (GLAUS 1965) und gut durchlüftetem Wasser, die zu dem europäisch-mediterranen Perm im NW der Djulfa- und Moro-Region und zum S-chinesisch-timorischen Perm im SE enge Beziehungen hat (GRÄF 1964; DEDUAL 1967). Es bestehen auch Beziehungen zu der Oman-Region (HUDSON 1960) und der Salt-Range-Region (KÜHN 1933; OEKENTORP 1977). Der Übergang vom Paläozoikum zum Mesozoikum ist, wie seit ABICH (1876) bekannt, in NW-Iran normal und ohne jegliche Unterbrechung (S.). Dieses gilt auch für den gesamten Mittleren Osten.

Mit Beginn der Trias geht die reine Kalkfazies des Ober-Perm zuerst in mergelige Kalke und dann in dickbankige Dolomite des mittleren Trias über. Im oberen Teil der permischen Schichten und im unteren Teil der Trias kommen im Moro-Gebirge einige Bohnerz-Horizonte von ca.

0,5 m Mächtigkeit vor. Diese deuten eine zeitweilige Heraushebung des flachen Sedimentationsraumes an. Diese epirogenen Bewegungen sind als erste Anzeichen für den Beginn der altkimmerischen Phase zu betrachten. Die Bewegungen fanden ihren Höhepunkt während der oberen Trias in der Gliederung des iranischen Schelfmeeres in verschiedene selbständige Zonen, wie z. B. Zagros und Kopet-Dag (STÖCKLIN 1968), Zentral- und N-Iran. Während in der Ober-Trias Zagros und Kopet-Dag weiterhin Sedimentationsgebiete blieben, wurde der Zentral-Iran, der Alborz und Azarbaidjan völlig herausgehoben. Es folgte eine Abtragungsphase von Nor bis Rät in diesem Raum (H. FLÜGEL 1964; GLAUS 1965; MEYER 1967; NABAVI 1976).

In einzelnen Gebieten fanden auch lokale Absenkungen und damit verbundene Sedimentation von mächtigen Triasablagerungen statt (HUCKRIEDE 1962; SEYED-EMAMI 1971). Diese Absenkungen von "geosynklinalem Ausmaß" sind aber lediglich als Belebung "epirogener Aktivität" (PILGER 1971, S. 13) zu betrachten. Durch altkimmerische epirogene Bewegungen ist es auch zu der paralischen, kohleführenden Entwicklung in diesem Raum sowie in weiten Teilen Europas und Asiens gekommen. Auch der Melaphyr, der zwischen der Mittel-Trias (Elika-Formation) und der Shemshak-Formation (Rät bis Lias) im Moro-Gebirge auftritt (MEYER 1967;vgl. S.77), ist eine Folge dieser altkimmerischen Bewegungen (NABAVI 1976).

Eine größere Absenkung des Sedimentationsbeckens während des Dogger bis Malm ist für den gesamten N und E Irans bezeichnend. So kommt es wieder zur Ablagerung rein mariner ammoniten-führender Kalke (S.61) im Dogger und Dolomiten im Mittel-Malm.

Die Schichtlücke zwischen der Lar-Formation und der Tiz-Kuh-Formation (Unter-Kreide) ist außer im Zagros und im Kopet-Dag (NABAVI 1976) im gesamten Iran bekannt (PILGER 1971) und wird zur jungkimmerischen Phase gerechnet. Diese tritt in weiten Teilen des Iran als Granit- Granodiorit-Intrusionsphase hervor (PILGER 1971; FÖRSTER 1974).

NABAVI (1976) nimmt für den N-Iran und Azarbaidjan eine Schichtlücke vom oberen Malm bis in die Unter-Kreide,

die auch das Barreme beinhaltet, an. Die gefundenen Fossilien der Unter-Kreide (S.67) zeigen jedoch, daß das Barreme im Moro-Gebirge vorhanden ist und die Schichtlücke in Azarbaidjan höchstens bis ins Hauterive reicht. Interessant ist auch die Winkeldiskordanz zwischen Ober-Jura und Unter-Kreide im Moro-Gebirge, die unter 10° liegt und von schwachen Auf- und Abbewegungen auch während der jungkimmerischen Phase in dieser Region zeugt. Die Täbriz-Störung tritt als Faziesgrenze wieder in der Ober-Kreide in Erscheinung. Während in der Unter-Kreide die Fazies beiderseits dieser Störung einigermaßen gleich ist, kommt es in der Ober-Kreide N' dieser Störung (Moro-Gebirge) entweder zu keiner Sedimentation mehr, oder es sind Hippuriten-Kalke (Zal-Bahnhof 40 km N' Marand) ausgebildet. S' dieser Störung kam es jedoch während dieser Zeit als Folge des Zusammenstoßes der Arabischen und der Iranisch-Afghanischen Platte zur Bildung der Coloured Melange.

FÖRSTER et al. (1975) betrachten die unterkretazischen roten Sedimente, die auch im Moro-Gebirge vorkommen (S.68) als einen Beweis für die Zugehörigkeit Irans zu Gondwana. Diese Schlußfolgerung wurde gezogen, da aus mehreren Gebieten von Gondwana, z. B. Saudi-Arabien (SCHOTT 1960), Libanon (VAN DONEN et al. 1967), Indien und Australien (VEEVERS et al. 1971) über ähnliche Ablagerungen aus der gleichen Zeit berichtet worden ist. Paläomagnetische Messungen an den gleichen Sedimenten (SOFFEL et al. 1975) haben ebenfalls die Zugehörigkeit des Iran zu Gondwana noch bis zur Unter-Kreide unterstrichen.

Weite Teile Irans, außer den Zagros-Ketten und dem Kopet-Dag wurden während der laramischen Phase wieder gehoben. Diese Hebungsphase läßt sich auch durch eine Sedimentationslücke von Cenoman bis Eozän nachweisen. Im Eozän kommt es wieder zu einer Transgression und zur Ablagerung der konglomeratischen Fajan-Formation (Alborz) oder der Kerman-Formation (Kerman SE-Iran). Darüber folgen im Alborz ca. 4000 m mächtige grüne Tuffe mit Andesiten und vereinzelten Kalk- und Mergellagen, die sog. Karaj-Formation, die dem Eozän

angehört. Während einer kurzen Regressionsphase kommen darüber lakustrine Sandsteine, Mergel und Konglomerate des unteren und mittleren Oligozän, die sog. Lower Red-Formation, zur Ablagerung. Diese Schichten sind im Zentral-Iran salzführend und die Diapire, die dort heute auftreten, entstammen diesen Ablagerungen.

Im oberen Ober-Oligozän wurden in dieser Region rein marine, sehr fossilreiche Mergel und Kalke der Qum-Formation abgelagert. Darüber folgen nach dem Rückzug des Meeres wieder sandige, mergelige und salzführende Sedimente der Upper-Red-Formation.

Im Gegensatz zu Zentral-Iran und zum Alborz erstreckt sich die "laramische Schichtlücke" im Arbeitsgebiet über einen größeren Zeitraum. Daher haben die Transgressions-konglomerate des Tertiärs im Moro-Gebirge Unter-Miozänes Alter (Aquitanian, s. S.74). Erst im Burdigal setzt die Äquivalentfazies zu der rein marinen Qum-Formation. Dieses läßt den Schluß zu, daß das Meer im Zentral-Iran eher transgredierte als im Arbeitsgebiet und in Azarbaidjan (S.75).

Nach der Ablagerung der geringmächtigen marinen Sedimente der Qum-Formation im Moro-Gebirge mit einigen abbauwürdigen Gipshorizonten zog sich das Meer entgültig aus dem Gebiet von Azarbaidjan zurück. Es kommt wie in Zentral-Iran auch hier zur Bildung der sehr bekannten Schichtenserie, der Upper Red-Formation.

Die Transgressionskonglomerate des Tertiärs sind nur an der N-Seite des Moro-Gebirges (s. geologische Karte) zu finden. Dies spricht dafür, daß das Moro-Gebirge an seinem S-Rand stärker gehoben wurde als im N.

Die Heraushebung des Moro-Gebirges dürfte wie in weiten Teilen des Alborz und Zentral-Iran (PILGER 1971; STÖCKLIN 1968) der attischen Phase, d. h. Grenze Miozän/Pliozän zuzurechnen sein. Nach dem Tertiär kam es in dieser Region neben der Aktivität der Täbriz-Störung durch Ton- und Salzdiapirismus zu tektonischen Bewegungen.

6 ZUSAMMENFASSUNG

Das Moro-Gebirge NW' Täbriz (Iran) wurde auf Grund von Luftbildern im Maßstab 1 : 20000 kartiert. Dabei zeigte sich, daß dieses Gebiet sehr enge geologische Beziehungen zum zentraliranischen Gebirge, aber vor allem zur Alborz-Region (STÖCKLIN 1968) hat.

Die ältesten Schichten stammen aus dem obersten Präkambrium und werden aus den Kehar-, Bayondor- und Soltanieh-Formationen aufgebaut, die konkordant in das Kambrium der Barut-, Lalun- und Mila-Formation übergehen. Mit den Stromatolithen der Kehar-Formation wurden jetzt die ältesten Fossilien im Iran festgestellt.

Die nächst jüngeren Schichten gehören zur Geirud-Formation, die hier nur mit der Zone A (AHMAD-ZADEH 1971), d. h. mit Ober-Devon vertreten ist.

Als erste deutliche Abweichung der Stratigraphie des Arbeitsgebietes von der des Alborz erscheint der unterschiedliche Transgressionsbeginn im Perm. Während die Basalkonglomerate und Sandsteine der Permtransgression im Alborz unterpermisches Alter haben (STÖCKLIN 1971), setzt im Moro-Gebirge die Transgression erst im oberen Mittel-Perm ein. Die Ober-Permablagerungen des Moro-Gebirges weisen Ähnlichkeiten zum Ober-Perm des gesamten Mittleren Ostens und darüber hinaus bis S-China und Timor auf. Der Übergang vom Ober-Perm zur Trias (Elika-Formation) ist normal. Die Schichten der Trias haben wieder eine enge Beziehung zu den Nachbarregionen (Djulfa und Alborz).

Die weit verbreitete Schichtlücke nach der Mittel-Trias im Alborz sowie der damit zusammenhängende Fazieswechsel zwischen reinen Dolomiten der Trias und sandig-schiefrigen, kohleführenden Schichten der Shemshak-Formation (Rätolias) ist auch im Moro-Gebirge nachweisbar. Dieser Fazieswechsel dürfte eine synorogene Auswirkung der Labinischen (Akiyoshi-) Phase an der Wende von Mittel- zu Ober-Trias sein. Zwischen oberem Jura (Lar-Formation) und unterer

Kreide (Tiz-Kuh-Formation) ist eine weitere Schichtlücke sehr deutlich. Dabei setzen die Unter-Kreideschichten mit Barreme-Alter ein. Die Orbitolinenreichen, reinen Kalke der Unter-Kreide werden nach dem Cenoman(?) nochmals von einer Regression erfaßt.

Das Tertiär beginnt im Arbeitsgebiet nicht wie im Alborz (GLAUS 1965) und im Zentral-Iran (DOZY 1955) mit dem Eozän, sondern die Sedimentation setzt in diesem Raum erst im Aquitanian, wie die reiche Mikrofauna aus den Konglomeraten der Sofian-Formation zeigt, ein.

Die jüngsten Ablagerungen im Moro-Gebirge sind nachmiozäne Korallenkalke sowie quartäre Talfüllungen. Quartäre Glazialbildungen treten wegen der geringen Höhe des Moro-Gebirges nicht auf.

Tektonisch gehört das Gebirge zu dem mobilen Schelf (WOLFART 1967). Assyntische, kaledonische, herzynische und alpidische Gebirgsbildungen wirkten sich hier jeweils nur als schwache Auf- und Abbewegungen aus. Ihre Aktivitäten beschränkten sich somit auf Sedimentationsunterbrechungen mit schwachen oder fehlenden Winkeldiskordanzen.

Durch kleintektonische Aufnahmen konnte eine Zweigliederung des tektonischen Baues im Moro-Gebirge festgestellt werden. Die untere Einheit, die vom oberen Präkambrium bis zum Mittel-Trias einschließlich reicht, weist eine schwache Einengung in NE - SW-Richtung auf. Die obere Einheit reicht vom Rät bis ins Miozän bzw. Holozän und zeigt eine geringe Einengung senkrecht dazu in NW - SE-Richtung.

Das tektonische wie auch das stratigraphische Bild dieses Raumes wird deutlich durch das wiederholte Aufleben der Täbriz-Störung geprägt. Es dürfte sich dabei um die SE' Verlängerung der nordanatolischen Horizontalverschiebung handeln. Lämgs dieses mit ca. 12° streichenden Lineamentes hat neben einer deutlichen SE-Bewegung des Moro-Gebirges auch eine Hebung dieses Gebirgszuges stattgefunden, so daß das Gebirge heute vornehmlich eine Horst-Position inne hat.

Die paläotektonische und paläomagnetisch-fragile Entwicklung im Raum des Moro-Gebirges gibt sowohl Hinweise auf die phasenhaften, wenn auch nicht sehr intensiven Aus-

wirkungen orogener Impulse wie auf die Einordnung der Iran-Platte in den komplizierten Ablauf der Bewegungen zwischen den Großplatten Eurasia und Gondwana.

7. LITERATURVERZEICHNIS

ABDALIAN, S.: La Tectonique de l'Iran.- Inst. Geophys. Tehran, Univ., 8, 76 S., Tehran 1962.

ABICH, O. Treblement de terre observe a'Tabriz an Septembre 1856. Notices Physiques de M. KHANIKOFF sur l' Azarbiadjan.- Izv. Imp. Akad. nauk. ser. 6, Vol 6, 390-391, Petersburg 1858.

--- : Vergleichende Gründzüge der Geologie des Kaukasus wie der armenischen und nordpersischen Gebirge.- Zap. Imp. Akad. nauk. ser. 6, v.7, 359-543, Petersburg 1859.

--- : Geologische Forschungen in den Kaukasischen Ländern.- 3 Bände, Wien 1878-1887.

AHMADZADEH, H. M. : Stratigraphische und paläontologische Untersuchungen im Unterkarbon des Zentralen Elburz (IRAN).- Clausthaler Geol. Abh. 7, 1-114, Clausthal 1971.

AKIN, H. : Geologie, Magmatismus und Lagerstättenbildung im ostpontischen Gebirge/Türkei aus der Sicht der Plattentektonik.- Geol. Rdsch., 68, H. 1, 253-283, Stuttgart 1979.

ALAVI, M. & AMIDI, M. : Geology of western part of Takab Quadrangle.- Geol. Survey of Iran, Geol. Note, 49, 94 S., Tehran 1968.

ALAVI, M. & BOLOURCHI, M. H. : Explanatory text of the Maku Quadrangle Map.- Geol. Survey of Iran, A 1, Tehran 1973.

ALLENBACH, P. : Geologie und Petrographie des Damavand und seiner Umgebung (Zentral-Elburz/ Iran).- Mitt. Geol. Inst. Eidgen. Tech. Hochschule Univ. Zürich 144 S., Zürich 1966.

ANSARI. H. : Geologie of southern Meyaneh basin in Azerbayjan, Iran.- Am. Assoc. Petrol. Geol. B., 49, no.1, 88-97, News Letter, no.87, (October), p. 1-13, 1965.

ARJANG, B. : Die rhäto-jurasischen Floren des Iran und Afghanistans.- 1. Die Mikro-Flora der rhäto-jurasichen Ablagerung des Kermaner Becken (Zentraliran).- Palaeontographica Abt. B.,152, (4-6), 85-148, Stuttgart 1975.

ASSEBETO, E. : The Paleozoic Formation in central Elburz (Iran).- Preliminary note.- Riv. Ital. paleont. stratigr., 69, no.4, 503-543, Mailand 1963.

ASSERETO, R. : The Jurassic Shemshak Formation in central Elburz (Iran).- Riv. ital. paleont. stratigr. 72, no.4, 1133-1177, Mailand 1966.

ASSERETO, R. BARNARD, P. & FANTINI-SESTINI, N. : Stratigraphie des Depots Jurassiques de L`Elburz-central (Iran).- Mem. Bur. Rech. Geol. Minieres (Fr), (Colloq. Juras.; Luxembourg;,1967), 75, 725-726, 1971.

ASSERETO, R. & FANTINI-SESTINI, N. : Nuovi dati sul paleozoico dell alta Valle del Djadje-Rud (Elburz, Central Iran).- Att. Acad. Naz. Lincei. Rc., ser. 7, v.22, pt.3, 369-376, 1962.

ASSERETO, R. & GETANI, N. : Nuovi dati sul devoniano della catenn dell Imam Zadêh Hachim (Elburz centrale, Iran).- Riv. ital. paleont. stratigr., 70, no.3, 525-533, Mailand 1964.

BARNARD, P.D.W. : The geology of the upper Djydjerud and Lar Valleys (north Iran); II Paleontology, Flora of the Shemshak Formation; part I, Liasic plants from Dorud.- Riv. ital. paleont. stratigr., 71, no.4, 1123-1156, Mailand 1965.

BAZIN, H. & HUBER, H. : Copper deposits in Iran.- Geol. Survey of Iran, Rep. 13, Tehran 1969.

BECKER, H. FÖRSTER, H. & SOFFEL, H. : Central Iran, a former parts of Gondwanaland. Paleomagnetic Evidence from Infrakambrium Rocks and iron Ores of the Bafg Area, Central Iran.- Z. Geophys. 39, 953-963, 1973.

BEGLARI, P. : Petrographische Untersuchungen in der Umgebung der Cromit Lagerstätten von Khoy in NW-Azarbaidjan/ Iran.- Diss. Fak. Bergbau Hüttenwesen T.H. Achen, 122 S., Aachen 1975.

BEHAIN, C. : Die Tektonik des Tschogart-Eisenerz-Massivs und seiner Umgebung bei Bafg im zentralen Iran.- Clausthaler Geol. Abh., 6, 1-51, Clausthal 1970.

BERBERIAN, M. : The Seismicity of Iran. Preliminary Map of Epicenters und Focal Depths. Scale 1:2500000.- Geol. Survey of Iran, 1-100, Tehran 1973.

--- : A Brief Geological Description of North-Central-Iran.- Geol. Survey of Iran, Rep.,29, 127-138, Tehran 1974.

BERBERIAN, M. : Contribution to the Seismotectonics of Iran.II.- Geol. Survey of Iran, Rep., 39, Tehran 1976.

--- : Seismotectonic Map of Iran. Scale 1:2500000.- Geol. Survey of Iran, Tehran 1976.

BERBERIAN, M. & ARSHADI, C. : North Täbriz Fault.- In BERBERIAN: Contribution to the Seismotectonic of Iran.- Geol. Survey of Iran, Rep., 39, Tehran 1976.

BLAU, O. : Vom Urmia-See nach Van-See.- Pettermans Mitt., 9, 201-210, Gotha 1863.

BOBEK, H. : Reise in Nordwestpersien 1934.- Z. Ges. Erdk. Berl., nos.,9-10, 359-369, Berlin 1934.

--- : Die Rolle der Eiszeiten in Nordwestpersien.- Z. Gletscherk., 25, 130-138, Leipzig 1937.

--- : Zur eiszeitlichen Vergletscherung des Alburz-Gebirge, Nordiran.- Carinthia II, 62, no.2, 97-104, Klagenfurt 1953.

--- : Die Takht-e-Suleimangruppe im mittleren Alburz-Gebirge, Nordiran.- Geogr. Ges. Wien, Festschr. Hunderjahrfeier, 236-263, Wien 1957.

BÖDECHTEL, J. : Zur Methodik tektonischer Messungen in der geologischen Luftbildauswertung.- Bildmessung u. Luftbildwesen, 37, H.4, 126-133, Karlsruhe 1969.

--- : Photogeologische Untersuchungen über die Bruch-Tektonik in toskanisch-umbrischen Apennin.- Geol. Rdsch., 59, H.1, 265, Stuttgart 1969b.

BONNET, P. M. : Description geólogique de la Transcaucasie meridionale (chaînes de l´Araxes moyen).- Mêm. Sec. geol. Fr., n.S., 25, mem no. 53, Paris 1947.

BORNE, G. : Der Jura an Ostufer des Urmiasees.- Diss. Univ. Halle, 28 S., Halle 1891.

BRAUD, J. & RICOU, L. E. : L`acident du Zagros au main Thrust, un charriage de un Coulssement.- Acad.Sc. Paris, 272, 203-206, Paris 1971.

BRINKMANN, R. : Einige geologische Leitlinien von Anatolien.- Geol. et Paläont. 12, 111-119, Marburg 1968.

--- : Geology of Turkey.- Enke Verlag, 160 S., Stuttgart 1976.

BRÖNNIMANN, P. & ZANINETTI, L. : On the Occurrence of the Serpulid Spriorbis Daudin, 1800 (Annelida, Polychaetia, Sedentarida) in thin sections of Triassic

Rocks of Europa and Iran.- Riv. ital. paleont. stratigr., 78, nr.1, 67-91, Mailand 1972.

BRUNN, J. H. : Die Entstehung gefalteter Ketten: Kollisionstektonik und induzierte Bögen.- Z. dt. geol. Ges., 127, 323-335, Hannover 1976.

CARTIER, E. G. : Die Geologie des unteren Chalus-Tales, Zentral-Alburz/Iran.- Mitt. geol. Tech. Eidgen.Tech. Hochschule u. Univ. Zürich, N.F., 164, 139 S., Zürich 1971.

CLAPP, P. G. : Geology of easthern Iran.- Geol. Soc. Am. B., 51, no.1, 1-101. 1940.

DEDUAL, E. : Zur Geologie des mittleren und untern Karaj-Tales, Zentral-Elburz (Iran).- Diss. Mitt. Geol. Inst. Eidgen. Tech. Hochschule u. Univ. Zürich, N.F. 76, 123 S., Zürich 1967.

DELLENBACH, J. : Contribution a l`etude geóloique de la region situee´a´l est de Tehran, Iran.- Diss., Univ. Strasbourg, 117 S., Strabourg 1964.

DEWEY, J. & SENGÖR, A. M. C. : Post-Oligocene tektonic evolution of the Aegean and surrounding region and its relation to the north Anatolien Fault zone.- Sixth. Collog. Geol. of the Aegean Region, p.48, Ege University, 26-29, Sept. 1977, Izmir/Turkey 1977.

DOZY, J. J. : A sketch of post-Cretaceous vulkanism in central Iran.- Leid. Geol. Med., 20, 48-57, Leiden 1955.

EFTEKHAR-NEZHAD, J. : Brief discription of tectonic history and structural development of Azarbaijan.- Inter. Geodyn. Proj. Proc. Tehran Symp. Geodyn. of SW-Asia, 469-478, Tehran 1975.

EL-ISCHMAWI, R. : Geologie des nördlichen Mittelteils des Amanos-Gebirges zwischen Islahiye und Bahce (S-Türkei).- Geotekt. Forsch. 42, 34-63, Stuttgart 1972.

ERNI, A. : Decouverte du Bathonien fossilifere dans l´Elburz (Perse du Nord).- Eclog. geol. Helv., 24, no.2, 165-166, Lousanne 1931.

PENTON, C.I. & PENTON, N.A. : Precambrium and Palaozoic Algae.- Bull. Geol. Soc. Amer., 50, Tusla 1939.

FLÜGEL, E. : Mikrofazielle Untersuchungen von Kalken.- Springer Verlag Berlin -Heidelberg, 454 S., 1978.

FLÜGEL, H. : Die Entwicklung des vorderasiatischen Paläozoikums.-

: Geotekt. Forsch., 18, 1-68, 1964.

FLÜGEL, H. : The Geology of the upper Djydjerud and Lar Valleys (North Iran); II. Paleontology, Permien Korals from the Ruteh Limstone.- Riv. ital. paleont. stratigr., 70, no. 3, 403-432, Mialand 1964.

--- : Paläozoische Korallen aus der tibetischen Zone von Dolpo (Nepal).- Jb. Geol. B. A., 12, 101-120, Wien 1966.

--- : Korallen der oberen Nesen Formation (Dzhulfa-Stufe, Perm) des zentralen Elburz (Iran).- Jb. Geol. Paläont., Abh., 130, 275-304, Stuttgart 1968.

--- : Die Entwicklung der rugosen Korallen im höhen Perm.- Verh. Geol. B. A., b, 146-161, Wien 1970.

--- : Zur paläogeographischen und geotektonischen Stellung des südanatolischen Paläozoikum.- Verh. Geol. B. A., H. 1, 63-67, Wien 1971.

--- : Zur Entwicklung der Protethys im Paläozoikum Vorderasiens.- N. Jb. Geol. Paläont. Mh., 602-610, Stuttgart 1972.

FLÜGEL, H. & GRÄF, W. : Die paläogeographischen Beziehungen einiger neuer Korallenfauna aus dem Jungpaläozoikum Vorderasien.- An. Akad. Wiss. Wien, Math-Naturwiss. Kl. Nr. 1, 1-13, Wien 1963.

FLÜGEL, H. & RUTTNER, A. : Vorbericht über paläontologisch-stratigraphische Untersuchungen im Paläozoikum vom Ozbak-Kuh (NE-Iran).- Verh. Geol. B.-A., 2, Nr.1, 146-150, Wien 1962.

FÖRSTER, F. : Petrologische und metallogenetische Aspekte der Plattentektonik in Iran.- Marburger Geogr. Schriften 62, 7-20, Marburg 1974.

--- : Neue Erkenntnisse zur Oberflächenveränderung zentraliranischen Erzlagerstätten.- Fortschr. Min. Beih., 53, 1, 20, Stuttgart 1975.

--- : Effects of late Cainozoic Climates an the geology of central Iran.- In: 25 Int. Geol. Congr. Abs; 1976, B. 2, 497, Sydney 1976.

--- : Continentaldrift in Iran in relation to the Afar structures.- In: Afar between Cont. Oceanic Rifting Proc. Int. Syp. Afar Reg. Relat. Rift Probl.; Bad Bergzabern; 1974 (E. SCHWEIZERBART), B. 2, 182-190, Stuttgart 1977.

FÖRSTER, H. : Magmentypen und Erzlagerstätten im Iran.- Geol. Rdsch, 63, 276-292, Stuttgart 1977.

FÖRSTER, H., FELSEFELD, K. & KÜRSTEN, M. : Magmatic and orogenic evolution of the central Iranien Volcanic Belt.- In : 24 th Congr. Geol. Int. Montreal, 2,198-211, Montreal 1972.

FÖRSTER, H. HAGEDORN, H. & HAARS, W. : Unterkretazische terrestrische Sedimente und ihre Diagnese im Shir-Kuh-Massiv (Zentraliran).- N. Jb. Geol. Paläont., Mh., 1972, 279-292, Stuttgart 1972.

FRECH, F. & ARTHABER, G. : Über das Paläozikum in Hocharmenien und Persien, mit einem Anhang über die Kreide von Sirab in Persien.- Mitt. Paläont. Inst. Univ. Wien, 12, Nr.4, 161-304, Wien 1900a.

--- : Über das Paläozoikum in Hocharmenien und Persien.- Beitr. Paläont. Geol. Österr.-Ung.,12, Nr.4, 192-198, Wien 1900b.

FREEMAN, T. : Algal Limeston of the Marble Falls Formation (Lower Pennsylvanian), Central Texas.- B. Geol. Soc. Amer. Bull. Boulder 1964.

FURON, R. : Geologie du Plateau Iranian (Perse-Afghanistan-Beloutchistan).- Mem. Mus. nat. hist. nat. Paris, 7, pt. 2, 177-411, Paris 1941.

FURRER, M. & SODER, P. : The Oligo-Miocene marine formation in the Qum region (Central Iran).- World Petrol. Congr., 4th, Rome, sec. 1, 276-277, Rome 1955.

FÜRST, M. KRUPP, R. & MÜLLER, R. : Die photogeologische Linearanalyse und ihre Anwendung bei der Uranprospecktion in der Oberpfalz.- Erlang. Geol. Abh.,106, 1-33, Erlangen 1978.

GANGEL, K. : Luftbildgeologische Untersuchung im nördlichen Bundsandstein-Odenwald.- Geol. Jb. Hessen, 105, 155-167, Wiesbaden 1977.

GANSSER, A. : New aspects of the geology in Central Iran.- World Petrol. Congr., 4th, Rome, Sec 1, 279-300, Rome 1955.

--- : Über Schlammvulkane und Salzdome.- Z. Nat. Ges., Zürich, 105, no.1, 1-44, Zürich 1960.

--- : The large earthqurakes of Iran and their geological frame.- Eclog. Geol. Helv., 62, 443-466, Basel 1969.

GANSSER, A. & HUBER, H. : Geological observation in the central Elburz.- Schweiz. Min. Petr. Mitt., 42, 583-630, Zürich 1962.

GLAUS, M. : Trias und Oberperm im zentralen Elburz (Persien).- Eclog. Geol. Helv.57, 497-508, Zürich 1964.

--- : Die Geologie des Gebietes nördlich des Kandevan-Passes (Zentral-Elburz), Iran.- Mitt. Geol. Inst. Eidgen. Tech. Hochschule u. Univ. Zürich, N. F., 48, 165 S., Zürich 1965.

GLAESSNER, M. PREISS, V. & WALTER, M. R. : Precambrian columnar Stromatolites in Australia, morphological and stratigrapical analysis.- Science, 164, Adelhaide 1969.

GOLSHANI, F. & JANIVIE, P. : Some aspects of the fish-fauna in the late Devonian Seas of Iran.- Geol. Survey of Iran, Rep. 31, 42-54, Tehran 1974a.

--- : Tooth fragment of a petalodarid fish (Elasmobranchii, Bradyodonti) from the Permian of Central Iran.- Geol. Survey of Iran Rep.31, 55-61, Tehran 1974b.

GRÄF, W. : Permische Korallen aus dem Zagros-Gebirge, Elburz und aus Azarbaidjan, Iran.- Senckenb. Leth., 45, 381-423, Frankfurt/ Main 1964.

--- : Eine permische Korallenfauna aus dem Iran.- Mitt. Mus. Bergbau, Geol. Tech. Landesmus. Joanneum, 35, 75-81, Graz 1975.

GREWNIGK, G. : Die geognostischen und orographischen Verhältnisse des nördlichen Persien.- Zap. Ross. Gidr. Inst., 1852-1853, 148 S., Petersburg 1853.

GRYTSCHENKO, V. P. : Division stratigraphiquie du Pleistocen a base des matieres paleobotaniques dans le livre " Chronologie et climate de la periode dilluviale".- Moscou 1960.

HAGHIPOUR, A. : Hercynian movements in Iran.- Geol. Survey of Iran, Inter. Rep. 79, Tehran 1971.

HERAVI, M. A. : Stratigraphische und paläontologische Untersuchungen im Unterkarbon des zentralen Elburz (Iran).- Diss. Tech. Univ. Clausthal, Clausthal 1970.

--- : Stratigraphie und Fauna im Devon des östlichen Elburz (Iran).- Clausth. Geol. Abh.,23, 1-94, Clausthal 1974.

HERITSCH, F. : Rugose Korallen aus dem Saltrange, aus Timor und aus Djulfa mit Bemerkungen über die Stratigraphie des Perms.- Sbr. Akad. Wiss. Wien, Abt. 1, 146, 1-16, Wien 1937.

HOEPPENER, R. : Tektonik im Schiefergebirge, Eine Einführung.- Geol. Rdsch., 44, 26-58, Stuttgart 1955.

HOUTHUM-SCHINDLER, F. : Reise im nördlichen Persien.- Jb. k.k. Reichanst., Wien 1881.

HUCKRIEDE, R. KÜRSTEN, M. & VENZLAFF H. : Zur Geologie des Gebietes zwischen Kerman und Sagand (IRAN).- Geol. Jb., 51, 197 S., Hannover 1962.

HUDSON, R. : The Permian and Trias of Oman Penisula, Arabis.- Geol. Mag., 97, no 4, 299-308, London 1960.

JANETZKO, P. : Geologische Untersuchungen an der Ostflanke des südlichen Amanos-Gebirge zwischen Islahiye und Hassa (Südtürkei).- Geotekt. Forsch., 42,3-33, Stuttgart 1972.

JANIVIER, P. : Preliminary report an Late Devonian fish from central and easthern Iran.- Geol. Survey of Iran, Rep. 31, Tehran 1974.

KETIN, I. : Cambrian outcrops in southeasthern Turkey and their comparsion with Cambrian of east Iran.- Madan Tetik Arama Enstit. Yayinl., 66, 77-89, Ankara 1966.

KLIPPER, K. : Über eine Rät/Lias-Flora aus dem nördlichen Abfall des Alburs-Gebirge im Nordiran.- Paläontogr., Abt. B. 133, 89-103, Stuttgart 1971.

KING, W. : Cambrian Trilobits from Iran (Persia).- Mem. Geol. Survey of India, n. s., 22, 22 S., 1937.

KOBAYSHI, T. : Stratigraphy of the chosen Grou in Korea and South Manchurai and its relation to the cambro-ordovician Formation of the other Areas.- J. Fac. Sci. Univ. Tokyo, 2, 381-534, Tokyo 1967.

KORNBERG, P. : Photogeologie.- Clausth. Tekt. H., 6, 235 S., Clausthal-Zellerfeld 1967a.

--- : Zur Anwendung photogeologische Methoden in Kristalinengebieten.- N.Jb. Geol. Paläont. Abh., 129, 1, 105-112, Stuttgart 1967b.

--- :Bruchtektonik im Ostpontischengebirge (NE-Türkei).- Geol. Rdsch., 59, 256-267, Stuttgart 1973.

--- : Die Regionale und überregionale Bruchtektonik Mittel-Europa.- Geotekt. Forsch.,63, 4-41, Stuttgart 1977.

KRUMBECK, I. : Stratigraphische Ergebnisse von NIEDERMEYER-Reise durch Persien.- Zbl. Min. etc.,1, 19-23, 1922.

KRUMSIEK, K. : Zur Bewegung der Iranisch-Afghanischen Platte.- Geol. Rdsch., 65, 909-929, Stuttgart 1976.

KÜHN, O. : Becken von Isfahan-Saidabad und seine altmiozäne Korallenfauna.- Paläontgr. 79,A, nos. 3-6, 143-218

Stuttgart 1933.

KÜHN, O. : Stratigraphie und Paläogeographie der Rudisten. II. Rudistenfauna und Oberkreide Entwicklung in Iran und Arabien.- N. Jb. Min. Geo. Paläont., Abt. B., 78, 268-284, Stuttgart 1937.

KUSHAN, B. : Stratigraphie und Trilobitenfauna in der Mila-Formation im Alburz-Gebirge (N-Iran).- Paläontogr. Abt. B. 144, 113-165, Stuttgart 1973.

LINKWITZ, K. : Terrestrisch-photogeometrische Kluftmessung.- Felsmechanik u. Ingienieurgeol. 1, 152-159, 1963.

LIST, P. K. : Quantitative Erfassung von Kluftnetz und Entwässerungsnetz aus dem Luftbild.- Bildmess. u. Luftbildw. 37, 134-140, Karlsruhe 1969.

LOFTUS, W. : On the geology of portions of the Turco-Persian frontier and of the districts adjoining.- Q.J. Geol. Soc. London, 10, pt.1, 464-469, London 1854.

LORENZ, G. : Die Geologie des oberen Karadj-Tales (Zentralelburz), Iran.- Diss. Univ. Zürich, 113 S., Zürich 1964.

LOUIS, H. : Die Spuren eiszeitlicher Vergletscherung in Anatolien.- Geol. Rdsch., 34, 447-481, Stuttgart 1944.

MASKVITINE, A. I. : Pleistocene de la partie Europeenne de U. R. S. S. , 74-79, Moscou 1965.

MEHRNUSCH, M. : Eine Orbitoliniden-Fauna aus der Unterkreide von Esfahan (Zentral-Iran).- N. Jb. Geol. Paläont., Mh., 1973, 374-382, Stuttgart 1973.

METZ, K. : Beiträge zur Kenntnis der Entwicklung des persichen Paläozoikums.- B. Geol. Inst. Upsala, 40, 403-412, 1961.

MEYER, S. P. : Die Geologie des Gebietes Velian-Kechirê (Zentral-Elburz/Iran).- Mitt. Geol. Inst. Eidgen. Tech. Hochschule u. Univ. Zürich, 79, 127 S., Zürich 1967.

MORGAN, J. : Mission scientifique en Perse. Vol. 3, pt.1, Geologie stratigraphique.- Leroux, 134 S., Paris 1905.

MÜHLFELD, K. : Anleitung für die geologische Auswertung von Luftbilder und Planung photogeologischer Arbeiten.- B. A. f. Bodenforsch., 64 S. , Hannover 1964.

NABAVI, M. H. Review of the Geology of Iran.- Unpub. Rep. Geol. Survey of Iran, Tehran 1971.

--- : Dibatschei bar Saminschenasie Iran (Farsi).- Geol. Survey of Iran, 109 S., Tehran 1976.

NABAVI, M. H. & SEYED-EMAMI, K. : Sinemurian Ammonites from the Shemshak-Formation of N-Iran (Semnan-Area, Alburz).-

N. Jb. Geol. Paläont., Abh., 153, 70-85, Stuttgart 1977.

NABISI, A. : Barrasi tachirate dah sale hararat dar Azarbaidjan.- Unveröff. Dipl. Arbeit, Faculty of Science Täbriz 1975.

NADJI, M. : Terrestrische Sedimente der Intermontanbecken im Iran.- Geol. Rdsch., 63, 3, 897-904, Stuttgart 1974.

NATIONAL IRANIAN OIL COMPANY : Geological Map of Iran , 1:2500000, Tehran 1959.

--- : Geological Map of Iran , 1:1000000, Tehran 1978.

NIEDERMAYER, O. : Die Binnenbecken des iranischen Hochlandes.- Mitt. Geogr. Ges. München, 14, 9-64, München 1920.

OEKENTORP, KL. & KAEVER, M. : Permische Korallen aus SE Afghanistan.- Senckenb. lethaea, 51, 277-309, Frankfurt 1970.

OEKENTORP, Kl. MONTENAT, K. & FONTAINE, H. : Eine kleine Korallenfauna aus dem unteren Oberperm von Saig, Oman (Arabische Halbinsel).- N. Jb. Geol. Paläont. Abh., 155, 374-397, Stuttgart 1978.

PAFFENGOLZ, K. N. : Geologischer Abriß des Kaukasus.- Fortschr. Sowjet. Geol. 5/6, 351 S., Berlin 1963.

PAVONI, N. : Die nordanatolische Horizontal-Verschiebung.- Geol. Rdsch, 51, 122-139, Stuttgart 1961.

PILGER, A. : Die zeitlich-tektonische Entwicklung der iranischen Gebirge.- Clausthaler Geol. Abh., 8,1-27, Clausthal-Zellerfeld 1971.

REUL, K. : Anwendung der Luftbildgeologie bei der Grundwasser-Erschließung.- Swf. München, 114, H.2, 53-104, München 1973.

--- : Tektonische Gefügeanalyse durch Fernkundung , eine neue Untersuchungsmethode.- Geol. Jb. Hessen, 105, 149-155, Wiesbaden 1977.

REZANOV, I. A. & SEVCENKO, V. I. : Der geologische Bau der Erdkruste im Kaukasus, S-Kaspigebiet und Westteil der türkemanischen S.S.R.- Geologie, 19, (7),)68-788, Berlin 1970.

RIEBEN, H. : Contribtion a la geologie de l´Azerbaidjan/Persian.- B. Soc. neuchâtel. sci. nat. 59, 19-144, Neuchâtel 1934.

RIVIERE, A. : Contribution a l etude Geologique l´Elborz (Pers).- Rev. Geogr. Phys. Geol. Dyn. 7, 1-190, Paris 1934.

RUTTNER, A. : Bericht über geologischen Aufnahem in Nordost-Persien 1959/60.- Verh. geol. B.-A., Wien 1961.

RUTTNER, A. NABAVI, M. & HAJIAN, J. : Geology of the Shirgescht area (Tabas area East Iran).- Geol. Survey of Iran, Rep. 4, 113 S., Tehran 1968.

SADEK, A. : Early paleozoic sediments of the Zagros-Taurus-Ranges.- Geol. Rdsch., 66, Nr.1, 263-276, Stuttgart 1977.

SCHENK, H. G. : Stratigraphy of Northern Iran (Abstract).- Bull. Am. Ass. Petr. Geol.,22, Tulsa 1938.

SCHINDEWOLF, O. H. & SEILACHER, A. : Beiträge zur Kentniss des Kambrium in der Saltrange (Pakistan).- Akad. Wiss. Mainz, Math.-Nat.,10, 257-446, Wiesbaden 1955.

SCHNITZER, W. : Das Jungpräkambrium Indien " Purana-System".- Erlangner Geol.Abh., 85, 44 S., Erlangen 1971.

SCHOTT, W. : Zur Stratigraphie und Paläogeographie des oberen Jura in Südwestarabien.- Geol. Jb., 77, 599-614, Hannover 1960.

SCHWAN, W. : Die Frankenwälder Querzone.- Abh. deutsch. Akad. Wiss. Berlin, Kl. Math. u. allg. Naturwiss., 1954, 6, 80 S., Berlin 1956.

--- : Begriff und Bedeutung der Leitstrukturen. Ein Beitrag zur tektonischen Forschungsmethodik.- Geotek. Forsch., 19, 47 S., Stuttgart 1964.

--- : Ergebnisse neuer geologischer Forschungen im Amanosgebirge (Süd-Türkei).- Geotek. Forsch., 42, 130-160, Stuttgart 1972.

--- : Die Sächsischen Zwischengebirge und Vergleiche mit der Münchberger Gneissmasse und anderen analogen Kristallin-Vorkommen im Saxothuringikum.- Erlangner Geol. Abh., 99, 1-189, Erlangen 1974.

SEIDLITZ, H. : Rundreise um den Urmia-See im Persien im Jahre 1856.- Petersman Mitt., 4, 227-236, 1858.

SEILACHER, A. : Die geologische Bedeutung fossiler Lebensspuren.- Z. dt. geol. Ges. 105, 214-227, Hannover 1958.

SEYED-EMAMI, K. : The Jurassic Badamu Foramtion in the Kerman Region with remerks on the Jurassic stratigraphy of Iran.- Geol. Survey Iran Rep.,19, 5-79, 1971.

--- : A summary of the Triassic in Iran.- Geol. Survey of Iran, Rep. 20, 41-53, Tehran 1971.

SEYED-EMAMI, K., BOZORGNIA, F., & EFTEKHAR-NEZHAD, J. : Der erste sichere Nachweis von Valanginien im nordwestlichen Zentraliran (Sabzwar-Gebiet).- N. Jb. Geol. Paläont. Mh., Nr. 1, 52-67, Stuttgart 1972.

SEYED-EMAMI, K. & SARABI, F. : An Outline of Mesozoic in Iran.- In 25. Int. Geol. Congr. Abs.; Sydney 1976, Bd. 1, 316-317, Sydney 1976.

SOFFEL, H. FÖRSTER, H. & BECKER, H. : Preliminary polar wander parth of Central Iran.- Z. Geophys., 41, 541-544, Berlin 1975.

STAHL, A. : Zur Geologie von Persien, Geognostische Beschreibung von Nordlichen und Zentral-Persien.- Petersman, Mitt., 122, Gotha 1897.

--- : Von der kaukasischen Grenze nach Täbriz und Kazwin.- Petersman. Mitt., 49, 60-64, Gotha 1903.

--- : Die orographischen und geologischen Verhältnisse des Karadag-Gebirg in Persien.- Petersman, Mitt., 50, H. 10, 227-235, Gotha 1904.

--- : Geologische Beobachtungen in Zentral- und Nordwest-Persien.- Petersman, Mitt., 53, Nr.8, 169-177, u. 204-214, Gotha 1907.

--- : Persien.- Handb. d. Regional. Geologie, 5, 1911.

STEIGER, R. : Die Geologie der West-Firuzkuh Area (Zentral-Elburz/Iran).- Mitt. Geol. Inst. Eidgen. Tech. Hochschule u. Univ. Zürich, 68, N. F. Zürich 1966.

STEINEKE, M. : Stratigraphic relation of Arabian Jurassic Oil.- In : Habita of Oil, 1294-1329, Tulsa 1958.

STEPANOV, D. GOLSHANI, F. & STÖCKLIN, J. : Upper Permian and Permian-Triassic Boundary in North Iran.- Geol. Survey of Iran, Rep. 12,72 S., Tehran 1969.

STÖCKLIN, J. : Ein Querschnitt durch den Ostelburz.- Eclog. Geol. Helv., 52, 681-694, Basel 1960.

--- : Lagunäre Formationen und Salzdome in Ostiran.- Eclog. Geol. Helv. 54, 1-27, Basel 1961.

--- : A review of the structural history and tectonics of Iran.- Bull. Inra. Petrol. Inst., 3, 29-46, Tehran 1961.

--- : Tectonika Irana.- Geotektonika, i, 3-21,Akad. nauk. S.S.R., Moskoa 1966.

STÖCKLIN, J. : Salt deposits of the Middle East.- Geol. Soc. Am. Spec. Paper, 88, 157-181, Washington 1968.

--- : Structural history and tectonic of Iran: A review.- Bull. Am. Asoc. Petrol. Geol.,52, Nr. 7, 1229-1258, Tulsa 1968.

--- : Stratigraphic lexicon of Iran (Part I).- Geol. Survey of Iran, Rep. 18, 338 S. Tehran 1971.

--- : Geodynamic Problem in Iran.- In : Semin. Geodyn. Himal. Reg. Hydarabad; 1973, 25-30, Heydarabad 1973.

--- : Possible ancient Continental Margins in Iran.- In: The Geology of Continental Margins (C.A. Bruk, C.L. Drake),873-887, 1974.

--- : Structural correlation of the Alpine Ranges between Iran and central Asia.- Mem. Hors-Ser. Soc. Geol. Fr., 8, 333-353, Paris 1977.

STÖCKLIN,J. EFTEKHA-NEZHAD, D. & HUSHMAND-ZADEH, A. : Geology of the Shotori Range (Tabas-Area, East-Iran).- Geol. Survey of Iran, Rep. 3, 69 S., Tehran 1963.

STÖCKLIN, J. & EFTEKHAR-NEZHAD, J. : Zanjan Quadrangle Map. Scale 1:250000, with explanatory Text.- Geol. Survey of Iran Rep. D 4, Tehran 1969.

STÖCKLIN, J. NABAVI, M. & SAMIMI, M. : Geology and Mineral resources of the Soltanieh Mountains (NW-Iran).- Geol. Survey of Iran, Rep.2, 44 S., Tehran 1965.

STÖCKLIN, J. RUTTNER, A. & NABAVI, M. : New data on the Lower Paleozoic and Pre-Cambrian of North Iran.- Geol. Survey of Iran, Rep. 1, Tehran 1964.

SUESSLI, P. : The geology of the lower Haraz-Vallay area (Central Alburz, Iran).- Geol. Survey of Iran, Rep. 38, 1-118, Tehran 1976.

TAKIN, A. : Iranian geology and continental drift in the Middle East.- Nature, 235, 147-150, London 1972.

TERMIER, H., TERMIER, A., LAPPARENT, F. DE., & GOLSHANI, F. : Cambian Stromatolites from Lakkarkuh, East-Central-Iran.- Geol. Survey of Iran, Rep. 32, 35-47, Tehran 1975.

THIELE, O. : Der Nachweis einer intrapermischen Faltungsphase im westlichen Zentraliran.- Verh. Geol. B.-A., Wien, 1973, H. 3, 489-498, Wien 1973.

THIETZE, E. : Bemerkungen über die Tektonik des Alburz-Gebirge in Persien.- Jb. Geol. R.-A., 27, 375-430, Wien 1877.

--- : Der Vulkan Damavand in Persien.- Jb. Geol. R.-A., 28, 169-206, Wien 1878.

VACHÉ, R. : Abriss der Geologie und Erzlagerstätten von Azarbeidjan (Iran).- Erzmetall, 21, H.9, 425-429, Stuttgart 1968.

VAN DOGEN, P. G. : Paleomagnetic research in the central Lebanon Mountains ans in the Tartons Area.- Tectophysics, 4, 35-53, Amesterdam 1967.

VEENVERS, J. J., JONES, J. G. & TALENT, J. A. : Indo-Australian stratigraphy and the configuration and disporsal of Gondwana.- Nature, 229, 383-388, London 1971.

WEITHOFER, K. A. : Über Jura und Kreide aus dem nordwestlichen Persien.- Sbr. Akad. Wiss. Wien, Abt. 1, 98, 756-722, Wien 1889.

WELLMAN, H. W. : Active wrench fault of Iran, Afghanistan and Pakistan.- Geol. Rdsch., 55, 716-772, Stuttgart 1966.

WOLFART, R. : Zur Entwicklung der paläozoischen Tethys in Vordersaien.- Erdöl u. Kohle, 20, 168-187, Hamburg 1967.

--- : Das Kambrium im mittleren Südasien (Irak bis Nordindien).- Zbl. Geol. Paläont., 1, 1972, Nr. 5, 347-376, Stuttgart 1972.

--- : Die Fauna (Brachiopoda, Mollusca, Trilobita) aus dem Unter-Kambrium von Kerman, Südost-Iran.- Geol. Jb., Reihe B, 8, 5-69, Hannover 1973.

--- : Die Fauna (Brachiopoda, Mollusca, Trilobita) des älteren Oberkambriums (Oberkushanian) von Derah-Shah-Dad, Südostiran und Surkh Bum, Zentral-Afghanistan.- Geol. Jb., Reihe B, 8, 71-183, Hannover 1973.

LEBENSLAUF

Am 25. 10. 1940 wurde ich, Schahin Hassan-Zadeh Agiri, als erstes Kind des Lehrers Rahim Hassan-Zadeh Agiri und seiner Frau Sahra in Rascht / IRAN geboren.
Die Volksschule sowie die Oberschule besuchte ich in der Stadt Täbriz (NW-IRAN), wo ich auch das Abitur im Jahr 1960 bestand. Im Wintersemester 1961/62 immatrikulierte ich mich an der Universität Erlangen-Nürnberg für das Fach Mineralogie und ab Sommersemester 1962 für das Fach Geologie.
Die Diplom-Geologen-Vorprüfung legte ich im Wintersemester 1964/65 und die Diplom-Prüfung im Sommersemester 1969 ab.
Seit Januar 1970 bin ich als " Assistent-Professor " im Department of Geology an der Universität Täbriz tätig.